SÉRIE A, N° 4504
N° D'ORDRE : 5351

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

Raoul DELOFFRE

1re **THESE.** — ETUDE GÉOLOGIQUE DU FLYSCH CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ENTRE LES VALLÉES DE L'OUZOM ET DU GAVE DE MAULÉON (BASSES-PYRÉNÉES).

2e **THESE.** — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 05 JAN. 1966 *devant la Commission d'examen.*

MM. Jean CUVILLIER, *Président.*
Gabriel LUCAS, J.-Ph. MANGIN } *Examinateurs.*

BORDEAUX
IMPRIMERIE BIÈRE
18 à 22, RUE DU PEUGUE
1965

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41544324_0015

SÉRIE A, N° 4504
N° D'ORDRE : 5351

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

Raoul DELOFFRE

1re **THESE.** — ETUDE GÉOLOGIQUE DU FLYSCH CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ENTRE LES VALLÉES DE L'OUZOM ET DU GAVE DE MAULÉON (BASSES-PYRÉNÉES).

2e **THESE.** — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le *devant la Commission d'examen.*

MM. Jean CUVILLIER, *Président.*
Gabriel LUCAS, J.-Ph. MANGIN } *Examinateurs.*

BORDEAUX
IMPRIMERIE BIÈRE
18 à 22, RUE DU PEUGUE
1965

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE PARIS

PROFESSEURS

Doyen ..... M. ZAMANSKY.

BRELOT ..... T Analyse supérieure.
PRENANT ..... T Anatomie et histologie comparée.
GRASSE ..... T Evolution des êtres organisés.
PRÉVOST ..... T Chimie organique.
WYART ..... T Minéralogie et Cristallographie.
TEISSIER ..... T Zoologie.
MANGENOT ..... T Biologie végétale Orsay.
AUGER ..... T Physique quantique et Relativité.
MONNIER ..... T Physiologie générale.
PIVETEAU ..... T Paléontologie.
ROCARD ..... T Physique E.N.S.
CARTAN ..... T Mathématiques E.N.S.
LAFFITTE ..... T Chimie générale.
N... ..... T Géométrie supérieure.
COULOMB ..... T Physique du globe.
Mlle COUSIN ..... T Biologie animale S.P.C.N.
CHRÉTIEN ..... T Chimie minérale.
BOCQUET ..... T Zoologie.
KASTLER ..... T Physique E.N.S.
EPHRUSSI ..... T Génétique.
RIVIÈRE ..... T Géologie S.P.C.N. et sédimentologie Orsay.
GAUTHERET ..... T Biologie végétale P.C.B.
LUCAS R. ..... T Recherches physiques.
THOMAS A. ..... T Biologie cellulaire.
ARNULF ..... T Optique appliquée.
MORAND ..... T Physique enseignement.
SOLEILLET ..... T Physique P.C.B.
FORTIER ..... T Mécanique expérimentale des fluides.
DRACH ..... T Zoologie.
QUENEY ..... T Météorologie et Dymanique atmosphérique.
GALLIEN ..... T Embryologie.
EICHORN ..... T Botanique.
DE CUGNAC ..... T Biologie végétale S.P.C.N.
Mlle CAUCHOIS ..... T Chimie physique.
CHAMPETIER ..... T Chimie macromoléculaire.
CUVILLIER ..... T Micropaléontologie.
JUNG ..... T Géologie.
TRILLAT ..... T Microscopie et Diffraction électronique.
WIEMANN ..... T Chimie organique et structurale.
JACQUINOT ..... T Spectroscopie et Physique céleste Orsay.
VASSY ..... T Physique de l'atmosphère.
DESTOUCHES ..... T Théories physiques.
AMIEL ..... T Chimie générale.
HOCART ..... T Minéralogie et Cristallographie.
J.-P. MATHIEU ..... T Physique optique.
COUTEAUX ..... T Cytologie.
MAY ..... T Zoologie.
CHOQUET ..... T Théorie des fonctions et Topologie.
FELDMANN ..... T Biologie végétale marine.
GUINIER ..... T Physique des solides Orsay.
JOST ..... T Physiologie comparée.
FORTET ..... T Calcul des probabilités et Physique mathématique.
SCHWARTZ ..... T Calcul différentiel et intégral.
CHOUARD ..... T Physiologie végétale.
MALAVARD ..... T Aviation (technique aéronautique).
NORMANT ..... T Synthèse organique.
BÉNART ..... T Chimie minérale.
RUVAT ..... T Botanique E.N.S.
DUGUE ..... T Statistiques mathématiques.
SOULAIRAC ..... T Psychophysiologie.
ULRICH ..... T Physiologie végétale appliquée.
MARÉCHAL ..... T Optique théorique et appliquée.
KIRRMANN ..... T Théories chimiques.
CHADEFAUD ..... T Botanique.
Mlle LE BRETON ..... T Physiologie de la Nutrition.
LELONG ..... T Application de l'analyse à la géométrie.
THELLIER ..... T Physique du globe.
L'HÉRITIER ..... T Biologie générale Orsay.
GRIVET ..... T Radioélectricité Orsay.
PONCIN ..... T Mécanique générale.
DUBREIL ..... T Arithmétique et Théorie des nombres.
QUELET ..... T Chimie organique.
CAGNIARD ..... T Géophysique appliquée.
LENNUIER ..... T Physique M.G.P.
RIZET ..... T Génétique Orsay.
ROUTHIER ..... T Géologie appliquée.
Mme TONNELAT ..... T Physique théorique.
DIXMIER ..... T Mathématiques M.P.C.
SOUCHAY ..... T Chimie générale.
AIGRAIN ..... T Electrotechnique générale.
BRUSSET ..... T Chimie systématique.
M. LÉVY ..... T Physique théorique des hautes énergies Orsay.
Mme CHAIX ..... T Chimie biologique.
Mme HUREL-PY ..... T Biologie végétale P.C.B.
PANNETIER ..... T Chimie générale.
BRUN ..... T Mécanique des fluides I.
LÉDERER ..... T Chimie biologique Orsay.
Mme DUBREIL ..... T Mathématiques (Agrégat.).
Mme LELONG ..... T Mathématiques II E.N.S.
BELLAÏR ..... T Géologie S.P.C.N.
COTTE ..... T Physique Electricité.
DUBOIS J.-E. ..... T Chimie organique.
LAMOTTE ..... T Zoologie E.N.S.
MICHEL A. ..... T Chimie minérale Orsay.
OLMER ..... T Energétique générale.
ROUAULT ..... T Electricité Orsay.
GAUTHIER ..... T Mécanique appliquée.
BARCHEWITZ ..... T Chimie physique.
BROSSEL ..... T Physique atomique.
BUSER ..... T Physiologie comparée.
CAMUS ..... T Physiologie végétale.
CASTAING ..... T Physique II Thermo Orsay.
CURIEN ..... T Minéralogie et Cristallographie.
MOYSE ..... T Physiologie végétale Orsay.
Mme CHARNIAUX-COTTON ..... T Evolution des êtres organisés.
POSSOMPES ..... T Zoologie.
PULLMANN ..... T Chimie quantique.
TEILLAC ..... T Physique nucléaire et Radioactivité Orsay.
TONNELAT ..... T Biologie physico-chimique Orsay.
VILLE ..... T Econométrie.
WILLEMART ..... T Chimie P.C.B.
DODÉ ..... T Chimie Orsay.
FREYMANN ..... T Recherches physiques.
GUINOCHET ..... T Biologie végétale S.P.C.N. Orsay.
DEVILLERS ..... T Anatomie et Histologie comparée.
EHRESMANN ..... T Topologie algébrique.
FRANCON ..... T Physique S.P.C.N.
GLANGEAUD ..... T Géographie physique et Géologie dynamique.
DODEMENT ..... T Mathématiques M.G.P.
PISOT ..... T Techniques mathématiques de la physique.
ROCH ..... T Géologie.
SCHATZMANN ..... T Astrophysique.
TERMIER ..... T Géologie générale.
ZAMANSKY ..... T Mathématiques générales.
LUCAS ..... T Géologie.
ALLARD ..... T Chimie physique.
BERTHELOT ..... T Physique des particules fondamentales Orsay.
BRICARD ..... T Météorologie et Physique de l'atmosphère.
Mme ALBE-FESSARD ..... T Psychophysiologie.
FRIEDEL ..... T Physique des solides Orsay.
M. JULIA ..... T Etudes des moléculaires complexes.
LENDER ..... T Biologie animale S.P.C.N. Orsay.
MAGAT ..... T Physico-Chimie des radio-éléments.
Mlle QUINTIN ..... T Electrochimie.
MONOD ..... T Chimie du Métabolisme.
BENOIT ..... T Physio animale Orsay.
DE POSSEL ..... T Analyse numérique.
CHARLOT ..... T Chimie analytique.
LEMÉE ..... T Ecologie végétale Orsay.
GUÉRIN ..... T Chimie M.P.C. Orsay.
CHATELET ..... T Chimie P.C.B.
JEAN ..... T Physique nucléaire Orsay.
MATTLER ..... T Physique S.P.C.N.

BERGERARD	T	Zoologie Orsay.
BERTEIN	T	Electronique Orsay.
BOUISSIÈRES	T	Radiochimie.
Mme COUTURE	T	Thermodynamique et Mécanique physique.
ELLEMBERGER	T	Géologie des grandes régions du globe Orsay.
FRANC	T	Biologie animale P.C.B.
SCHNELL		Botanique tropicale.
STOLKOWSKI	T	Physiologie végétale.
ACHER	T	Chimie biologique.
BAUDOIN	T	Biologie animale P.C.B.
BEAUMONT		Biologie animale S.P.C.N.
BLAMONT		Géophysique Ionosphère.
BOUREAU	T	Botanique.
CURIE D.		Physique M.G.P.
DURAND DELGA	T	Géologie.
FRÉON	T	Chimie organique Orsay.
ROLLET	T	Chimie S.P.C.N.
Mlle JOSIEN	T	Géométrie algébrique et Théorie des groupes.
CHEVALLEY	T	Chimie minérale.
ARNOULT	T	Electronique Orsay.
CHAPELLE	T	Physique I Orsay.
DELANGE	T	Mathématiques I Orsay.
DENY	T	Mathématiques générales Orsay.
GERMAIN	T	Mécanique théorique des fluides.
LACOMBE	T	Métallurgie des métaux nucléaires Orsay.
BROCHARD	T	Physique P.C.B. Orsay.
CABANNES	T	Mécanique générale.
LESIEUR	T	Mathématiques I Orsay.
MAZET	T	Mécanique générale Orsay.
CAIRE		Géographie physique et Géologie dynamique.
COMOLET		Mécanique des fluides.
CORABŒUF	T	Physiologie animale Orsay.
DELLOUE	T	Physique de l'exosphère.
GORENFLOT		Botanique II Orsay.
HOUILLON		Biologie animale P.C.B.
JULLIEN J.		Chimie S.P.C.N. Orsay.
MALGRANGE	T	Techniques mathématiques de la Physique Orsay.
OLIVIER		Antropologie.
NOZERAN	T	Botanique II Orsay.
BLANC-LAPIERRE	T	Physique E.N.S. Orsay.
CHEVAUGEON	T	Botanique Orsay.
KAHANE	T	Mathématiques Orsay.
SAMUEL	T	Mathématiques E.N.S. féminines.
KOURGANOFF	T	Astronomie Orsay.
THIRY	T	Mécanique céleste.
ABELES		Physique S.P.C.N.
AMAT	T	Physique P.C.B.
AUBOUIN	T	Géologie.
Mme BENOIT-GUEUTAL	T	Physique nucléaire et Radioactivité Orsay.
BOUGIS		Biologie marine Villefranche-sur-Mer.
BRUHAT	T	Mathématiques M.P.C.
BRUNN	T	Géologie historique Orsay.
CHABBAL	T	Physique M.G.P. Orsay.
DEHEUVELS	T	Mathématiques propéd. Orsay.
D'ESPAGNAT	T	Physique théorique Orsay.
FURON	T	Géologie S.P.C.N.
Mme GANS	T	Génétique.
GENEVÈS		Biologie végétale P.C.B.
GUILBERT		Physique (C.U.S. Orléans).
HUPÉ	T	Pétrographie.
HOLLANDE	T	Biologie générale.
LIONS	T	Analyse numérique.
HELLER	T	Physiologie végétale.
TORTRAT	T	Calcul des probabilités.
CAILLEUX	T	Géologie S.P.C.N.
MAGNAN		Physique Electricité.
DAUDEL	T	Mécanique ondulatoire appliquée à la chimie théorique et à la physique nucléaire.
Mlle FOURCROY		Biologie végétale S.P.C.N.
Mme CHOQUET-BRUHAT		Mécanique analytique et Mécanique céleste.
Mlle Veil	T	Physiologie générale.
LWOFF	T	Microbiologie.
SIESTRUNCK	T	Mécanique physique et expérimentale.
NÉRON	T	Mathématiques M.P.C. Orsay.
Mme PECKERWIMEL	T	Astrophysique.
BALKANSKY		Physique M.P.C.
LE CORRE	T	Electricité.
DELCROIX	T	Physique théorique Orsay.
GOURDIN		Physique théorique des hautes energies Orsay.
LEHMANN	T	Physique expérimentale des hautes énergies.
NATAF	T	Physique nucléaire et Radioactivité Orsay.
ECHALIER		Biologie animale P.C.B.
BARRAUD		Physiologie cellulaire.
LIORET		Physiologie végétale Orsay.
DARS		Géologie structurale et Géologie appliquée.
CAMEFORT	T	Botanique (Agrégation).
VICHNIEWSKY	T	Mécanique industrielle.
BLAQUIÈRE		Electronique Orsay.
ARNOUS	T	Physique théorique.
CADIOT		Chimie organique E.N.S.C.P.
RIGAUDY		Chimie S.P.C.N.
COLLONGUES		Chimie C.P.E.M.
TALBOT		Génie chimique.
TATIBOUET		Chimie (C.S.U. Orléans).
MALLIAVIN	T	Mathématiques propéd. Orsay.
GAUDEMAR		Chimie propédeutique.
PEREZ Y JORBA		Physique expérimentale des hautes énergies
DAVID	T	Orsay.
		Chimie (Agrégation Orsay).
BROUSSE	T	Mécanique théorique.
ROSCH	T	Astronomie.
GUY	T	Physique expérimentale.
LAZARD		Mathématiques M.P.C.
MOREL Pierre		Physique M.P.C.
MAITTE	T	Chimie P.C.B.
MEYER		Physique propédeutique.
NICOLAS		Géologie appliquée.
PANIGEL		Biologie générale.
RAVIER		Pétrographie.
ROSEAU	T	Mécanique théorique des fluides.
ROUBINE		Electronique.
SILBER	T	Chimie P.C.B.
UEBERSFELD	T	Electronique.
YVON	T	Théories physiques.
HERVÉ	T	Mathematiques.
JANCOVICI		Physique atomique Orsay.
FALK-VAIRANT		Physique nucléaire Orsay.
FÉTIZON		Chimie propédeutique Orsay.
CERF		Mathématiques Orsay.
ARSAC		Programmation.
LEFEBVRE		Chimie M.P.C.
CHAPEVILLE		Biochimie.
BENOIT		Physique C.P.E.M.
RIO		Chimie C.P.E.M.
JAUZEIN		Géologie E.N.S.
PRÉVOST G.		B.V. C.P.E.M.
FAVARD P.		B.A. C.P.E.M.
VILKAS		Chimie C.P.E.M.
Mlle FICINI		Chimie C.P.E.M.
LEQUEUX		Astronomie.
COHEN TANNOUDJI		Physique M.P.C.
TAVERNIER		Physique C.P.E.M.
Mme ROIZEN		Physique C.P.E.M.
DURAND M.		B.A. S.P.C.N.
PASCAUD		Physiologie.
Mme PETIT		B.A. C.P.E.M.
BROUSSE		Géologie Orsay.
CAGNIAC		Physique Agrégation Orsay.
LEBERRE		Zoologie Orsay.
SCHEFFER		Microbiologie Orsay.
DE GENNES		Physique des solides Orsay.
RIOU		Physique nucléaire expérimentale Orsay.
CLAUSER		Chimie biologique Orsay.
CHEVALIER		Physiologie animale Orsay.

Le Secrétaire général : R. POULLAIN.

« Si certaines vues résumées ici sont retenues, j'en serai fort heureux. Mais si elles sont combattues, je le serai davantage, puisque les arguments opposés nous conduiront plus près de la vérité. »

P. FALLOT,

Promenade d'hypothèse en hypothèse. (1956).

AVANT-PROPOS

Ce n'est pas sans hésitations que je me sépare de ce manuscrit. L'impression, à chaque course sur le terrain ou à l'examen des matériaux au laboratoire, que, selon le point de vue ou la technique utilisée, il peut être possible de découvrir quelques nouveaux détails, me fait mesurer ses imperfections. Il ne s'agit donc que d'une étape dans la progression de la connaissance.

La région de mes recherches n'était pas inconnue et les nombreux chercheurs qui m'ont précédé avaient accumulé une richesse de renseignements d'une exploitation inestimable. Rassembler ces documents en les étudiant d'un point de vue analytique et synthétique a été un de mes soucis majeurs. Tous ces travaux m'ont grandement facilité la tâche.

C'est avec un réel plaisir que je désire remercier ici, tous ceux qui ont contribué par une aide efficace à sa réalisation, et en premier lieu :

— M. le professeur J. Cuvillier qui m'a initié, à la Sorbonne, aux procédés si fructueux de la micropaléontologie et plus spécialement à ceux des microfaciès. Il me fit l'honneur de me proposer, tout d'abord, un sujet de diplôme d'Etudes supérieures, au Pays Basque. Puis, après m'avoir introduit à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine où ses conseils sont hautement appréciés, il me confia, en 1959, cette étude du Flysch Crétacé supérieur, dans cette Aquitaine dont il avait déjà, si minutieusement et inlassablement, précisé la stratigraphie. Il ne cessa, pendant toutes ces années, de diriger et d'orienter mon activité, me faisant bénéficier de sa grande expérience.

Que mon maître veuille bien me permettre de lui exprimer ma très respectueuse et affectueuse reconnaissance pour ses précieux conseils et enseignements. J'aurais voulu témoigner, par mon travail, toute la gratitude que mes paroles ne peuvent réussir à exprimer. J'espère que ce mémoire justifiera, un peu, la confiance qu'il avait placée en moi.

— M. le professeur G. Lucas qui, malgré ses multiples occupations, a bien voulu accepter de faire partie du jury de cette thèse.

— M. le professeur J. Ph. Mangin dont les remarques fort judicieuses m'ont permis de mettre au point le côté sédimentologique, qu'il connaît mieux que quiconque, pour avoir rencontré les mêmes problèmes dans le Flysch à l'ouest de l'Aragon.

— M. G. Rutman, directeur à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, avec une grande amabilité, m'a accordé toutes les autorisations nécessaires à l'aboutissement de ce travail. Je lui en suis très reconnaissant.

— M. J. Schoeffler, chef géologue et, à présent, ingénieur-conseil à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, ainsi que M. H. Radier, chef géologue de la division exploration à la même société, qui avec bienveillance me prodiguèrent leur aide et montrèrent un grand intérêt pour l'étude que j'avais entreprise.

— M. G. Colo, chef du groupe stratigraphie au Centre de recherches de la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, voulut bien prendre sur son temps pour relire et critiquer mon manuscrit, et s'occuper de sa réalisation matérielle.

— M. G. Viers, professeur de géographie à l'Université de Toulouse, mit à ma disposition, très cordialement, ses connaissances détaillées d'une région qu'il a lui-même arpentée lors de la préparation de son magnifique ouvrage sur les Pyrénées occidentales et leur piémont ; il a droit à ma gratitude.

Je ne saurais oublier dans mes remerciements que :

— M. le général M. Collignon, en examinant les quelques Ammonites découvertes dans mon secteur, m'a rendu un très grand service. Il a toujours répondu, avec beaucoup de gentillesse, à toutes mes demandes et je lui adresse ma vive gratitude.

— M^lle^ A. Rouvillois, maître assistant au laboratoire de micropaléontologie de la Sorbonne, qui a relu la première partie de ma thèse et, pour sa mise au point, a su m'apporter sa collaboration fructueuse.

— M. H. J. Oertli, chef du service de microfaune dégagée à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, m'a aimablement déterminé les Ostracodes des échantillons que je lui présentais.

Je pense encore à tous ceux qu'il m'est une joie de remercier dans ces lignes, pour l'aide directe et amicale qu'ils m'ont fournie :

— M. R. Elloy, chef du service pétrographique à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine. Il a mis sa grande expérience au service des roches éruptives qui affleurent dans les Pyrénées. Sa science me fut très profitable pour la définition des roches vertes qui lardent le Flysch de mon secteur et je fis très largement appel à ses compétences.

— Notre ami, M. A. Poignant, maître assistant à la Sorbonne, au laboratoire de géologie appliquée, avec lequel nous avons longuement parlé de la partie commune de nos préoccupations, la limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.

— Notre collègue, J. Henry, géologue de terrain à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine. Ses connaissances des problèmes du Flysch nord-pyrénéen m'ont été très utiles et les nombreuses discussions que nous avons eues sur le terrain ou au bureau, devant les cartes, ont grandement avancé mon étude.

Enfin, je voudrais, également, dire le réconfort inestimable que m'a apporté ma femme, Lydie Delofre, tout au long de ces recherches. Sa collaboration de tous les instants m'a ôté bien des tracas matériels. Je désire, par conséquent, l'associer à la présentation de ce travail.

La liste serait encore longue de ceux qui, de près ou de loin, ont su m'apporter leurs aides, à quelques moments de l'élaboration de cette thèse. J'exprime à tous un très grand merci.

PREMIÈRE PARTIE

ÉTUDE GÉNÉRALE DU FLYSCH NORD-PYRÉNÉEN

CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION ET GENERALITES

APERÇU GEOGRAPHIQUE

La région étudiée (*fig.* 1), telle « une grande écharpe de direction nord-ouest - sud-est (Ch. GLANGEAUD), s'étend sur environ 850 kilomètres carrés, depuis la vallée de l'Ouzom jusqu'à celle du Saison. C'est le piémont de la chaîne pyrénéenne axiale qui se dresse, au sud, comme une muraille. Tandis que la petite ville de Nay constitue la limite orientale, la sous-préfecture de Mauléon est, à l'ouest, le point avancé de nos investigations actuelles.

Traversé, en diagonale, par les gaves d'Aspe et d'Ossau qui s'unissent pour engendrer le gave d'Oloron, le pays est parcouru, en outre, par un grand nombre de ruisselets, ruisseaux ou petites rivières, de direction dominante nord-sud. L'abondance des pluies qui s'abattent au printemps et en automne est un facteur important de cette fréquence. Il faut préciser, cependant, que si l'on a comparé le Pays Basque et le Béarn à la Bretagne, « en tenant compte davantage des ajoncs et de la nécessité du parapluie »... « les jours de précipitations

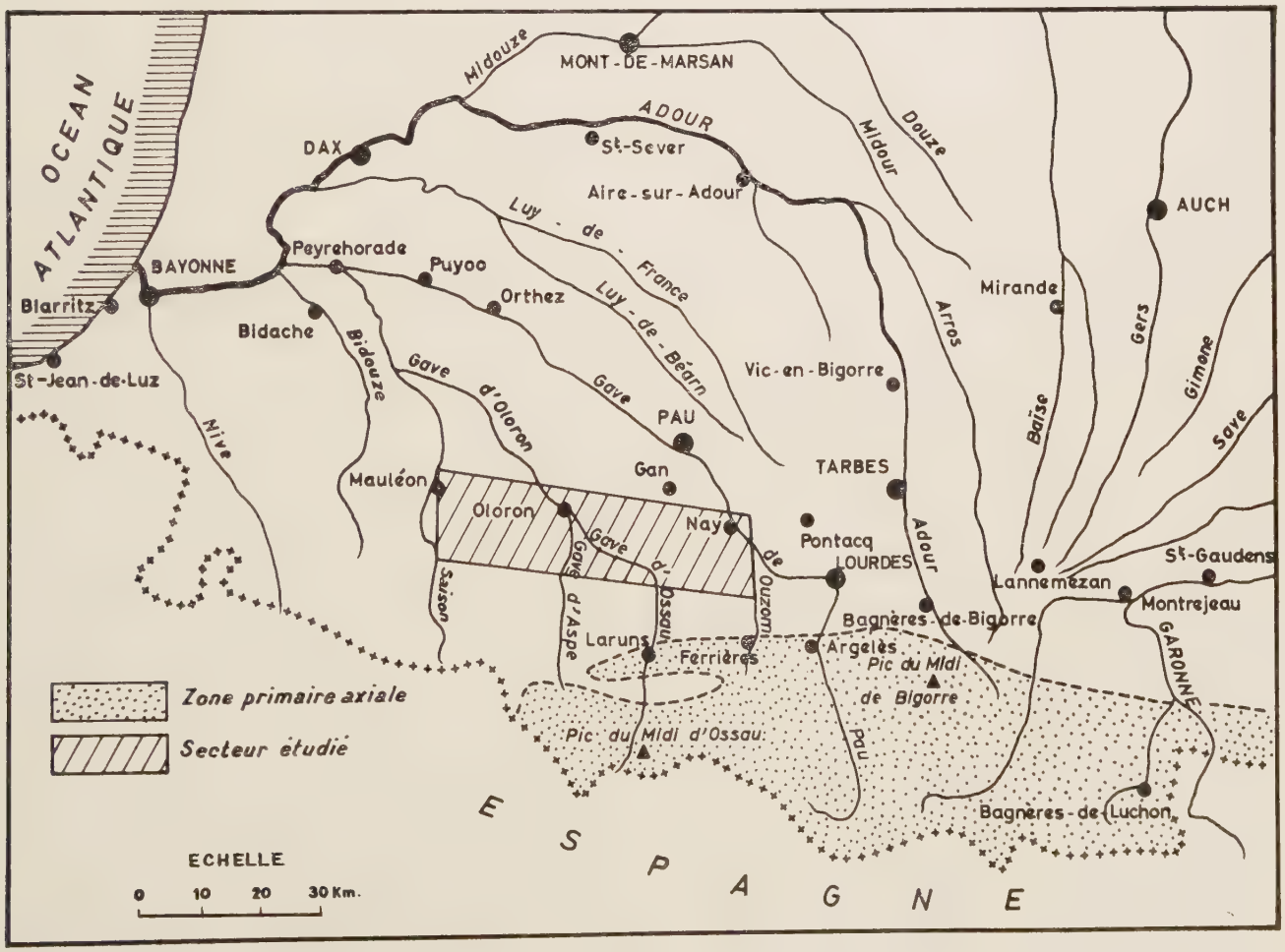


FIG. 1.

sont beaucoup moins nombreux qu'en Armorique » (G. VIERS, 1960).

La grâce naturelle du pays tient, avant tout, à la fraîcheur de ses paysages. Sous ce climat tempéré humide, les pentes raides, sinon abruptes, portent l'empreinte du travail des eaux courantes. En effet, le modelé régional est celui d'une topographie assez molle, de collines arrondies, séparées par de profondes vallées encaissées.

Dans le détail, la vallée du gave d'Aspe est établie à la limite de deux types de paysages différenciés surtout par la qualité des dépôts sédimentaires. C'est, en effet, l'arrangement et la nature des masses minérales qui donnent à une contrée son aspect particulier. Or, beaucoup plus hétérogènes à l'est, les matériaux gréseux et carbonatés ont donné plus de prise à l'érosion et le résultat en est une région plus basse qu'à l'ouest où surgissent de hautes collines calcaires. Cette opposition morphologique coïnciderait presque avec la limite provinciale du Béarn et du Pays Basque, si le Barétous n'était encore considéré comme béarnais.

Par ailleurs, l'orientation et le style des plis ne suffisent pas toujours à rendre compte de toutes les particularités morphologiques.

Le réseau hydrographique oriente, par contre, sur les traits essentiels. Quand on le rapproche de la trame des accidents connus ou supposés d'après l'allure des versants, il met en évidence son implantation sur un système de fractures dont il souligne la direction privilégiée.

Enfin, les grands traits de la région ne s'ordonnent pas uniquement par rapport aux terrains du Flysch, ils sont aussi fonction des roches plus anciennes qui l'entourent ou le transpercent.

Il me faut conclure avec G. VIERS (1960) que, jamais autant que dans les collines du Flysch, les effets des systèmes d'érosion et les données structurales ne sont si étroitement liés. Nulle part, non plus, au milieu de ces taupinières verdoyantes sans grand caractère et hier encore si mal connues, une étude fouillée du terrain ne paraissait plus nécessaire.

SITUATION GEOLOGIQUE

Le Bassin d'Aquitaine, qui a fourni les types à plusieurs étages du Crétacé supérieur, paraît être un champ d'observation privilégié pour l'étude de cette période. Il doit cette situation à sa place dans le domaine mésogéen, ouvert aux influences boréales, ce qui en fait le trait d'union entre le Nord et le Sud.

Mais le sillon du Flysch nord-pyrénéen, allongé entre la zone épicontinentale et la chaîne des Pyrénées, fait dans ce bassin figure de parent pauvre. Les cartes géologiques au 1/80 000, bien qu'évidents témoins d'un effort méritant, indiquent souvent ces terrains comme « Crétacé supérieur indifférencié » et pêchent par leurs erreurs ou omissions dans cette région. Essayer d'y introduire des limites stratigraphiques était donc un but souhaitable. En effet, deux tiers de siècle ont passé depuis l'époque où J. SEUNES (1890) donnait les seules coupes qui furent jamais tracées dans cette zone. Il faut dire, à la décharge de nos prédécesseurs, que les progrès de la micropaléontologie, la facilité relative de la récolte des Foraminifères, permettent, avec les microfaciès, de tenter d'éclaircir maintenant, ce que cette région, particulièrement pauvre en macrofaune, ne voulait pas livrer. Cela nécessite, évidemment, une longue pratique de laboratoire qui a été le plus souvent négligée jusqu'à présent, au profit de formations plus fossilifères, sans doute, donc plus directement datables.

On reproche communément au Flysch Crétacé supérieur nord-pyrénéen de ne fournir que de rares affleurements. Or, il m'a été possible de suivre des coupes presque continues sur plusieurs kilomètres parfois. En fait, les secteurs très pauvres en affleurements font exception et les talus des routes, les chemins creux et sentiers, le lit des ruisseaux ou leurs berges offrent, pour l'échantillonnage, des matériaux généralement abondants.

Déjà, en 1892, Ch. GORCEIX disait : « Ces régions présentent peu d'attraits aux géologues qui ont dû, jusqu'à présent, copier les uns sur les autres sans vérification. »

L'expérience montre que cet ensemble monotone, et par là souvent décourageant, ne mérite nullement d'être jugé aussi sévèrement.

HISTORIQUE

On se rendra aisément compte, avec ce bref historique, que la région nord-pyrénéenne où j'ai travaillé, avait déjà été scrutée par de nombreux géologues. C'est pourquoi, il n'est pas dans mes intentions d'établir une bibliographie complète. En ce qui concerne les ouvrages antérieurs à 1903, on se réfèrera avec grand profit à *La Géologie des Pyrénées françaises* de L. CAREZ, ouvrage remarquable et encore suffisamment répandu, pour qu'il soit utile de le recopier.

La lecture de ces anciens auteurs reste, d'ailleurs, une source d'enseignements intéressants. Ils ont, le plus souvent, observé les faits avec une telle précision, que si leur stratigraphie a subi les transformations dues aux nouvelles découvertes, leurs descriptions des affleurements semblent difficiles à égaler.

Je me contenterai ici d'évoquer, en quelques phrases, les travaux de ceux qui ont, peu à peu, construi

la géologie pyrénéenne, en essayant de dégager les caractères essentiels de leurs observations.

L'un des premiers géologues nord-pyrénéens est sans doute l'abbé PALASSOU, puisqu'on connaît de lui et datant de 1774, un *Essai sur la minéralogie des monts pyrénées* dans lequel il crée le mot d'ophite pour une « pierre argileuse verdâtre » de Saint-Etienne-de-Baïgorry et de Saint-Jean-Pied-de-Port, ressemblant à une peau de serpent. Mais, c'est probablement avec H. COQUAND, en 1836, que l'on commence à parler des calcaires à Fucoïdes des Pyrénées. Les observations se succèdent ensuite sur ces formations, surtout jusqu'à l'avènement du XX[e] siècle. On trouve dans le *Bulletin de la Société géologique de France*, un grand nombre de notes, parfois âpres et contradictoires, mais souvent riches en renseignements.

H. ARNAUD, en 1877, observe déjà que « c'est dans ces schistes (pourris, à Fucoïdes, du Cénomanien) inclinés de mille manières, que l'on trouve des calcaires subordonnés, bleus, veinés et des dalles calcaires recouvertes d'un enduit psammitique, et c'est entre Soeix et l'église de Bidos, que l'on remarque des calcaires siliceux gris, esquilleux, plus ou moins rubanés, avec bandes de silex, qui rappellent exactement les couches de Saint-Jean-de-Luz et de Bidache. Ces schistes à Fucoïdes, avec calcaires subordonnés, sont surmontés, au nord d'Oloron, par des bancs gréseux et ligniteux qui appartiennent à la partie supérieure de la craie moyenne, c'est-à-dire au Turonien. »

Déjà, les itinéraires classiques sont parcourus par les géologues.

THORE et VIGUIER, en 1874, donnent une coupe géologique de Pau à Eaux-Bonnes.

Le comte R. de BOUILLE, en 1876, s'occupant des macrofaunes trouvées dans plusieurs localités des Basses-Pyrénées, décrivait des *Inoceramus cripsii* atteignant parfois 70 centimètres de long, dans la partie supérieure du Crétacé pyrénéen.

Ch.L. FROSSARD, entre 1866 et 1879, publie à la Société Ramond un grand nombre de notes, surtout minéralogiques. Il détaille cependant la série de la région de Gan-Rébénacq, en 1878.

Le pic de Rébénacq et ses alentours deviennent un des plus fréquents sujets de discussion.

J. DELBOS, dans sa thèse (1854), cite au pic de Rébénacq la présence d'*Ostrea macroptera* SAV. du terrain néocomien, et dans les calcaires d'Orthez, *Rhynchonella lata* d'ORB., du même étage, ces fossiles mêlés à des espèces plus évoluées. Il conclut en plaçant ces couches au niveau des grès verts supérieurs du Gault. Il signale également, à Gan, des bancs de grès et de sable qu'il place dans son groupe supérieur, le parallélisant avec la craie de Meudon et rapporté au Sénonien. E. JACQUOT (1864) l'assimile aux couches du Sénonien inférieur de Tercis.

A.F. NOGUES (1864) met en parallèle les schistes noirâtres de Rébénacq et les lignites de Saint-Lon.

F. GARRIGOU, en 1866, dans son étude de l'étage turonien du Crétacé supérieur le long du versant nord des Pyrénées, émet une interprétation sur Rébénacq.

Mais, dès 1867, E. HÉBERT n'est pas d'accord. Cet auteur va, d'ailleurs, pendant plus de vingt-cinq ans, permettre à la stratigraphie pyrénéenne de faire de grands progrès.

En 1888, il donne une interprétation nouvelle de la coupe le long de la route de Rébénacq à Gan et rapporte à l'étage sénonien la puissante série de marnes schisteuses et de grès micacés qui se montre au nord de Rébénacq. Il écrit, en particulier : « Les grès de Rébénacq ne se sont montrés jusqu'ici, nulle part dans les Pyrénées occidentales, en relation stratigraphique directe avec les calcaires à *Hippurites cornuvaccinum*, partie supérieure de l'étage turonien, ni dans les régions élevées d'après COQUAND, ni à de basses altitudes comme aux Eaux-Chaudes. Mais ces grès à Fucoïdes ont été considérés et je partage cette opinion, comme représentant à l'ouest, les grès micacés de Soeix et de Celles (Ariège), avec lesquels ils ont la plus grande analogie au point de vue minéralogique, aussi bien qu'au point de vue paléontologique. »

J. SEUNES, à la même époque, écrit ses premières observations dans la région sous-pyrénéenne.

En 1887, il signale déjà un certain nombre de gisements fossilifères dans la craie sénonienne.

En 1888, il tente de dater les « Calcaires de Bidache » qu'il avait déjà rapportés l'année précédente au Cénomanien, contre l'opinion de F. GARRIGOU. Il écrit alors :

« Cette formation n'avait jamais fourni que de nombreux Fucoïdes qui, comme on le sait, se rencontrent dans tous les terrains et sont encore mal connus. Après de longues et minutieuses recherches, j'ai eu la bonne fortune de trouver des Orbitolines en plusieurs points... » « ... Quant à la partie supérieure (du système de Bidache, ainsi nommé par CROUZET et FREYCENET, en 1853), celle qui est surmontée par les gisements sénoniens à *Pachydiscus neubergicus et Stegaster bouillei*, etc., et dans laquelle j'ai trouvé, non plus des Orbitolines, mais des Orbitoïdes, je la rattache, avec M. E. HÉBERT, au Sénonien. »

Enfin, il introduit dans les Basses-Pyrénées le Danien qui n'avait pas encore été signalé et qui occupe une place importante dans la géologie de cette région. Il rapporte à cet étage des calcaires blancs ou rouge-brique, des grès, des sables ou des marnes qui surmontent la série des calcaires sénoniens à *Pachydiscus neubergicus* et à *Stegaster*.

La même année, il décrit à Nay, Arros, Lasseube, Gan, Estialescq, etc., une faune d'Echinides du Crétacé supérieur.

En 1889, avec BEAUGEY, ils distinguent plusieurs variétés de syénites et citent la plupart des gisements de roches éruptives connus entre Lasseube et Arudy, Gan et Oloron.

Sa thèse, en 1890, précise toutes ses observations. Il y joint un grand nombre de coupes détaillées, qui sont encore, actuellement, un modèle du genre.

C'est dans la *Notice sur la falaise entre Biarritz et Bidart* de J. KOECHLIN et M.C. SCHLUMBERGER (1855), qu'il est fait, pour la première fois, mention de « *Flysch* ». Mais c'est à P.W. STUART-MENTEATH que revient le mérite d'introduire, en 1881, le terme de « *formation Flysch* » dans les Pyrénées. Cet auteur, si souvent critiqué à son époque, publie un grand nombre de notes entre 1881 et 1898, dont certaines, de pure polémique, n'ont d'ailleurs aucun intérêt. Ses descriptions seraient encore très utilisables, s'il avait fourni plus de précisions dans ses localisations. Ses idées étaient parfois assez nouvelles pour son époque.

C'est ainsi qu'en 1886, il prétendait que la majeure partie des ophites ont fait « irruption » entre le Cénomanien et le Flysch. « Il a vu » les couches à *Orbitolina concava* pénétrées par l'ophite, ce qui l'amène à croire l'ophite contemporaine du Flysch. Il dit, en 1894, que l'association supposée essentielle des ophites avec le Trias est une illusion. Le Trias est seulement l'indice de la présence de failles qui ont occasionné les émissions ophitiques ou métallifères. Il ajoute : « L'ophite apparaît dans les Pyrénées occidentales en même temps que le granite, mais l'éruption de l'ophite a probablement continué plus tard. Elle a traversé le Cénomanien et se trouve en galets dans le même terrain, ce qui indique que l'éruption a eu lieu à plusieurs époques. »

A propos du Flysch, il écrit, en 1887 : « J'ai classé certains dépôts obscurs comme une formation très analogue au Flysch ou Wiener-Sandstein de l'Autriche et que je désignerai désormais comme Flysch. » Pour l'âge de ces terrains, P.W. STUART-MENTEATH continue : « On sait que ce Flysch est regardé comme formé de parties de différents âges, depuis le Néocomien jusqu'à l'Eocène, et j'ai cité des faits qui justifiaient une semblable conclusion pour ce Flysch des Pyrénées. Des analogies remarquables, entre autres l'identité des Fucoïdes et la ressemblance de composition, me faisaient croire que cette classification n'était pas seulement un expédient provisoire. J'ai pourtant... classé cette formation avec le Crétacé supérieur, croyant ainsi m'écarter très peu de la vérité. »

En 1898, il signale que, dans le Flysch, sont intercalées des lentilles de conglomérats à fragments anguleux de quartzites, d'ophite, de calcaire crétacé et de schistes empâtés dans un ciment d'argilites rouges ; l'épaisseur de ces lentilles varie de 100 à 200 mètres. Elles ont été classées par DE CHARPENTIER dans le Trias, mais elles sont nettement au dessus d'une épaisseur considérable de Flysch et séparées les unes des autres par des marnes blanches pétries de *Chondrites intricatus* et *C. targionii*. Ces conglomérats sont un faciès du Flysch et se trouvent à tous les niveaux, depuis la base du Cénomanien jusqu'à l'Eocène inférieur. Il faut préciser également que, pour P.W. STUART-MENTEATH, le Flysch et l'Albien ne sont que de simples faciès d'un horizon quelconque du Crétacé des Pyrénées.

L. CAREZ, après vingt ans de recherches, ponctuées de quelques publications, fait paraître, en 1903, son important travail sur *La Géologie des Pyrénées françaises*. Il y reprend toutes les observations de ses devanciers dont il donne une liste bibliographique complète et y introduit ses propres découvertes. En tant que collaborateur du Service de la Carte géologique de France, il contribue, par ses nombreux travaux, à la connaissance de notre sol. Nous devons à cet auteur les contours des terrains secondaires de plusieurs feuilles géologiques et ses subdivisions de la zone flysch sont reproduites dans la légende des cartes géologiques de Tarbes et Mauléon au 1/80 000.

Un de ses contemporains, H. DOUVILLE, bien que s'occupant surtout de l'Eocène, ne néglige pas, à l'occasion, de s'intéresser à la stratigraphie des terrains crétacés au sud de Pau. Il publie, entre 1888 et 1936, d'abondants et importants travaux sur la région, soit seul, soit en collaboration avec P.W. STUART-MENTEATH ou avec G. O'GORMAN. Avec ce dernier auteur, on peut citer, en 1930 et 1931, deux articles sur le Trias de Lasseube et un de ses ultimes écrits, en 1933, sur le pic de Rébénacq.

A propos de l'accident de Lasseube, H. DOUVILLE admet, en 1931, que le Trias associé à des roches éruptives du groupe des syénites néphéliniques a été ramené tectoniquement à travers le Crétacé.

Quant à la coupe de Gan, la découverte de grands Foraminifères et des considérations lithologiques l'avaient conduit, dès 1926, à déplacer encore les limites tracées par J. SEUNES et L. CAREZ.

En 1933, il donne une description lithologique détaillée du Cénomanien situé au sud de Rébénacq qu'il croit en continuité de sédimentation avec les schistes noirs du Vraconien.

P. VIENNOT commence, en 1921, à se faire connaître par une note sur le bord méridional du Flysch nord-pyrénéen entre la vallée d'Aspe et celle du Saison. Dès 1924, il s'occupe, lui aussi, de la structure du pic de Rébénacq et de ses environs. Mais c'est surtout dans sa thèse (1927) qu'il précise ses interprétations. Il écrit alors : « Le pic de Rébénacq est constitué par un lambeau de terrains divers, jurassiques et aptiens, séparés des schistes noirs du substratum par une lame triasique (ophite et cargneule). » Cependant, ses préoccupations, surtout

structurales, orientées par les théories de L. Bertrand (1902 à 1946), font de son ouvrage un travail essentiellement axé sur la tectonique, mais peu étayé par la stratigraphie.

Auteurs de synthèses générales, de notes ou de monographies régionales, je citerai encore les noms de P. Casteras, J. Cuvillier, Ph. Dufaure, Y. Gubler, P. Lamare, J.Ph. Mangin, P. Rat, M^me^ Rech-Frollo, G. Viers, etc., auxquels je ferai directement allusion dans le texte.

Je ne saurais oublier, parmi les travaux consultés, les levers de terrain et rapports des géologues pétroliers dont ceux de A. Debourle, J. Fourmentraux, J. Henry, Ph. Mermod et J. Schoeffler (Société nationale des pétroles d'Aquitaine). Leurs cartes et leurs observations détaillées me furent d'une aide précieuse, surtout au début de mes séjours sur le terrain.

BUT ET METHODE DE TRAVAIL

J'ai tenu à baser cette étude géologique du Flysch nord-pyrénéen :

— sur l'observation rigoureuse des faits *sur le terrain,*

— sur l'analyse minutieuse de la nature lithologique des sédiments,

— ainsi que sur la définition la plus précise possible de tous les caractères paléontologiques.

La sédimentation du Flysch m'a semblé pouvoir s'éclairer à la lumière des phénomènes actuels, selon une initiative jadis introduite par E. Haug. Il est certain que ces comparaisons avec le passé géologique sont souvent « dangereuses ». Il faut tenir compte d'une durée qui n'est pas à la mesure humaine, des transformations géochimiques et organiques, ainsi que des conditions particulières qui ont pu régner pendant la période de dépôt des sédiments. Mais le géologue répugne à se limiter à l'observation des effets, il veut en comprendre les causes, tout en sachant que « le fait sédimentaire n'est jamais une donnée simple » (P. Ciry, 1956).

L'étude du terrain s'est prolongée au laboratoire par l'examen systématique de cinq mille échantillons environ, traités en lavages ou en plaques minces. En plus de mes propres matériaux, j'ai, en effet, utilisé ceux récoltés par mes aînés ou mes collègues et se trouvant dans les collections de la Société nationale des pétroles d'Aquitaine. J'ai, également, observé les prélèvements de nombreux stagiaires qui ont préparé une thèse de 3^e^ cycle ou un diplôme d'Etudes supérieures à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine. Il faut y ajouter, enfin, l'étude des matériaux des sondages ayant traversé le Flysch.

C'est donc une « manne » abondante que j'ai eue à ma disposition. Elle m'a largement servi à atteindre le but que je me suis fixé, celui d'introduire des coupures stratigraphiques dans une série jusqu'à présent trop délaissée.

Je n'ai pas la prétention de penser que ces limites sont définitives. De nouveaux progrès permettront sûrement de les préciser.

Quel que soit mon respect de la terminologie classique, il est difficile d'établir, dans le Flysch, une succession stratigraphique qui respecte intégralement celle du Stratotype. J'ai, certes, essayé la corrélation, mais entre les sédiments subsidents du Flysch aux épaisseurs considérables et les minces formations de roches carbonatées de la plate-forme qui ont précisément servi de type, les limites deviennent d'autant plus floues que les séries sont plus épaisses et que l'on cherche à « serrer » le problème de plus près.

Comme la chronostratigraphie n'existe pas encore, le découpage en zones que je propose ne cadre pas forcément et ne cadrera jamais d'une façon absolue avec la notion d'étage dont il est indépendant.

Enfin, il faut bien préciser que si j'ai désigné ces zones du seul nom d'un Rotalipore ou d'une Globotruncana, c'est parce que statistiquement ce « repère » s'est révélé le plus fréquent ou le plus caractéristique. En fait, j'ai utilisé des associations de faunes.

Je suis de l'avis de ceux qui admettent qu'aucun organisme ne peut être stratigraphiquement employé en faisant abstraction de son milieu de vie bien déterminé (« Environnement »). Un « faciès » se définit par l'ensemble de ses caractères lithologiques et faunistiques. C'est pourquoi, j'ai été tenté, dans quelques cas, de proposer une datation relative pour des niveaux, localement azoïques, mais que je savais se révéler normalement zoogènes en d'autres lieux. Le lithofaciès n'est qu'une expression partielle de cet environnement qui nous est parvenu. De toute façon, la lithostratigraphie, à condition qu'elle soit localement complétée par la biostratigraphie, semble une tentative préférable à une totale abstention de datation.

PLAN DU TRAVAIL

Dans une première partie générale, après avoir résumé les différents « aspects » du Flysch, je tenterai de proposer une définition après avoir discuté celles déjà émises. J'observerai rapidement, ensuite, cette formation particulière, au point de vue sédimentologique et lithologique et en tant que « sédiment nord-pyrénéen ».

Les diverses pistes qui sillonnent ses couches et qui font partie intégrante de son genre de sédimentation seront succinctement énumérées et je citerai des exemples précis prélevés, autant que possible, dans le périmètre de mon étude.

Les différentes roches qui composent les rythmes seront analysées. J'essaierai également de définir les éléments de datation employés : la macrofaune quand elle existe et surtout la microfaune d'une découverte plus courante. Les niveaux « repères » susceptibles d'être utilisés dans les levés seront énumérés.

Une seconde partie, régionale, s'attachera plus particulièrement aux observations recueillies sur le terrain et à l'application des coupures esquissées ci-dessus.

Cette étude, objet principal de mon travail, fera état de tous les détails notés. Elle sera la partie la plus développée et la plus abondamment illustrée. Elle commencera par l'analyse de la coupe de Nay à Arthez-d'Asson, à l'est du périmètre, puis se déplacera, ensuite, dans le sens du courant majeur indiqué par les *flute-casts*. La région sera subdivisée en zones géographiques qui constituent, le plus souvent, des entités géologiques. Le dernier chapitre de cette étude régionale tentera déjà de dégager les valeurs assez générales pour être retenues dans toute tentative de reconstitution paléogéographique.

J'ai essayé, pour toute la région levée, d'adjoindre à la description un levé cartographique précis et détaillé, à une échelle facilement utilisable. Pour le secteur à l'est de la vallée d'Aspe où les cartes 1/20 000 I.G.N. existaient, ces fonds ont été utilisés. Par contre, pour toute la zone occidentale, j'ai établi moi-même les cartes, à partir des photos aériennes, d'où l'emploi d'une échelle approximative au 1/25 000.

Une carte d'ensemble, au 1/50 000, reprend tous les levés partiels dans une synthèse générale et met en évidence les principaux axes des structures.

La dernière partie du travail sera plus particulièrement tectonique et paléogéographique. Elle utilisera toutes les observations permettant de se mieux représenter l'élaboration graduelle de ce pays flysch au Crétacé supérieur. On y trouvera aussi résumé les résultats connus par sondages dans le Flysch au nord de Pau, afin d'élargir le champ de la synthèse.

Les conclusions reprendront les points importants établis et souligneront également les questions qui restent posées.

CHAPITRE II

LE FLYSCH PROPREMENT DIT

Les problèmes strictement stratigraphiques me paraissent moins urgents que le diagnostic de ce qu'on peut appeler du Flysch.

J. TERCIER, 1947.

Par extension, on pourra appliquer le terme de Flysch à des séries non alpines, avec les réserves voulues. Il serait à souhaiter que se crée un terme général pour ces divers cas.

A. LOMBARD, 1958.

I. — HISTORIQUE ET DEFINITION DU TERME FLYSCH.

C'est en 1827 que B. STUDER créa la notion de formation « Flysch ». Ce terme s'appliquait en Suisse à des terrains schisto-gréseux tertiaires s'étendant du lac de Thoune à celui des Quatre-Cantons. L'auteur écrivait alors : « Les roches où la structure schisteuse prédomine sont appelées Flysch dans le pays et nous pouvons sans inconvénient étendre cette dénomination à toute la formation. »

Il souligna les particularités pétrographiques suivantes :

a) dominance des roches schisteuses,
b) présence de schistes marneux,
c) présence de grès calcaires compacts.

Ce nom déborda bientôt la limite des terrains préalpins helvétiques et connut rapidement une trop grande extension pour conserver son sens originel. En 1891, M. BERTRAND utilise le terme Flysch au Congrès géologique international de Zurich avec un sens très large pour tenter de tracer un schéma sédimentaire applicable, non seulement aux Alpes, mais à la plupart des grandes chaînes antérieures.

J. BOUSSAC (1912) chercha à lui redonner un sens plus précis : « Mais il ne faut pas parler du Flysch en général parce que ce mot a beaucoup de significations diverses et particulières, il n'a plus aucun sens général. »

P. ARBENZ (1919) critique l'application de la notion de Flysch en dehors du seul domaine orogénique alpin et de son paroxysme.

J. TERCIER (1947), craignant qu'on ne sache plus ce que ce terme désigne, tente d'en définir les caractères généraux.

D'après lui, le Flysch est un faciès géologique, non une formation d'âge déterminé. Il se caractérise par les roches qui le constituent et accessoirement par ses faunes. C'est, pour cet auteur : « *un ensemble de terrain revêtant un faciès spécial* ».

De nombreux géologues ont cherché à définir les critères caractéristiques du faciès flysch. Seules les définitions générales peuvent convenir, car elles doivent tenir compte de trop de facteurs divers.

Depuis B. STUDER (1827), citons : VAN DER GRACHT (1931), EARDLEY et WHITE (1947), J. TERCIER (1947), N.V. VASSOEVICH (1948), SUJKOWSKI (1957), A. LOMBARD (1958), J.Ph. MANGIN (1958), P. RAT (1959).

Toutefois, les auteurs sont en désaccord sur la caractéristique générale du faciès flysch. Les uns considèrent par exemple le grès comme constituant essentiel, les autres pensent qu'il peut faire défaut, de même pour les calcaires.

A.J. EARDLEY et M.G. WHITE (1947), dans un article intitulé « Flysch et Molasse », donnent un aperçu très général sur ces formations dans les Alpes, les Pyrénées, ainsi qu'en Amérique du Nord. Ils pensent que les termes de Flysch et Molasse ont été définis par les Européens pour désigner des ensembles de sédiments ayant une certaine lithologie et en relation avec une orogénèse, mais dans la pratique actuelle ils sont plutôt utilisés comme des noms de formations. Ces auteurs concluent que s'il y a une possibilité de confusion, il vaudrait mieux éviter l'usage de ces termes. Conclusion dont nous leur laisserons la responsabilité.

Pour J. TERCIER (1947) :

1. Le Flysch correspond à des dépôts détritiques ou terrigènes, accessoirement organogènes, résultant de l'alternance plus ou moins régulière de grès et

de schistes micacés, avec parfois intercalations de conglomérat ou de calcaires.

2. C'est une formation toujours assez puissante, à complexes lithologiques le plus souvent mal différenciés.

3. Il est constitué exclusivement de sédiments marins, partie néritiques, partie bathyaux.

4. Du point de vue paléogéographique, on doit le considérer comme un dépôt propre à des bassins accidentés de cordillères abruptes et discontinues.

Le même auteur ajoute que le Flysch n'est pas lié aux mouvements terminaux des chaînes de montagnes, son dépôt est antérieur à la phase paroxysmale dans la surrection des montagnes. Il précède immédiatement cette phase, en ce sens qu'il marque la fermeture des divers sillons ou bassins avant la mise à sec totale ou partielle de la chaîne (M. Lugeon et E. Argand (1921), « formation de géosynclinaux en voie de fermeture »).

Sa formation est conditionnée moins par quelques hauts-fonds et par de vastes plates-formes épicontinentales que par des cordillères en bordure de ces bassins marins, généralement assez profonds.

N.V. Vassoevich (1948) définit le Flysch comme étant : « une série relativement puissante de formations marines sédimentaires caractérisées par une alternance régulière d'au moins deux, mais habituellement de trois (plus rarement de quatre ou cinq) variétés lithologiques principales, de couches qui *contiennent* toujours au moins un représentant des *deux principales classes* granulométriques des roches granuleuses (phanéromères) ou non granuleuses (cryptomères), indépendamment de leur composition matérielle qui constituent des combinaisons paragénétiques régulières des rythmes simples, habituellement des semi-cycles progressifs qui se mesurent, en règle générale, en centimètres ou décimètres. Les roches du Flysch sont pauvres en restes entiers de macrofaune et macroflore (ou bien elles n'en contiennent pas du tout), mais on y trouve parfois, en abondance, des fucoïdes et des hiéroglyphes. Seule la présence de tout l'ensemble de ces signes permet d'attribuer la série donnée des sédiments à la formation du Flysch. »

A. Seilacher (1959) pense qu'il règne dans le Flysch un type de forme de vie, ou pour mieux dire, un mode de comportement qui n'a pas son équivalent dans la molasse. Ce sont les traces de pâture et des galeries dues au creusement imitant un parquet qui frappent l'œil de tout observateur par leur régularité.

J. Cuvillier et J. Dupouy-Camet, en 1955, donnent une définition concise et qui résume pratiquement toutes les précédentes :

« Le Flysch est un faciès caractérisé par des facteurs à la fois d'ordre lithologique et sédimentaire, d'ordre orogénique et d'ordre paléogéographique. »

Pour J.Ph. Mangin (1958), le Flysch se présente comme : « une série de couches marines constituées d'éléments terrigènes de tous diamètres, sédimentés, en général, par une alternance d'éléments fins et d'éléments grossiers, alternance plus ou moins rythmique qui fait apparaître une succession d'horizons distincts d'épaisseur variable, au sein de chacun desquels les éléments ne sont pas classés au-dessous d'une dimension maximale. La sédimentation de telles couches se fait généralement dans une aire subsidente bordant un orogène en formation et les efforts tectoniques subis par les sédiments du Flysch y font apparaître une schistosité variable. Cette schistosité secondaire est distincte du feuilletage » (J.Ph. Mangin, 1962).

Cet auteur ajoute que l'originalité du faciès flysch tient à la mobilité d'ensemble du fond récepteur et de l'aire productrice, témoignage d'une activité orogénique maintenant à peu près égale la minceur de la tranche d'eau, par équilibre entre les vitesses de subsidence et de sédimentation.

P. Rat (1959) essaye de dégager les caractères descriptifs qui permettent de définir le Flysch Crétacé pyrénéen par comparaison avec celui d'autres pays et avec les séries épicontinentales voisines.

— Grande puissance de dépôt.

— Matériel essentiellement détritique, terrigène, grossier ou fin, avec toujours une certaine teneur en calcaire.

— Aspect feuilleté des séries. C'est cette particularité qui paraît être généralement mise en avant pour appliquer le nom de Flysch à une formation schisto-gréseuse.

— Variabilité de détail dans le sens vertical et le sens latéral, mais ensemble monotone.

— Faune très pauvre à cause des conditions de vie et des difficultés de conservation, microfaune essentiellement pélagique.

Comme en témoignent ces définitions, il n'y a aucun caractère unique commun à toutes les formations du Flysch. La sédimentation en milieu orogénique est trop variable d'un endroit à un autre. M. Rech-Frollo (1958) n'a trouvé, par exemple, aucun argument pétrographique pouvant s'appliquer à toutes les régions. Il faut tenir compte de la source des matériaux, de leur transport, de leur dépôt, de la composition, de la stratification et de l'érosion.

Il ne me semble pas, toutefois, que la distinction entre un Flysch A et un Flysch B soit très valable (M. Rech-Frollo, 1961). Cela ne fait que compliquer le problème des définitions sans l'éclaircir. Cet auteur classe, en effet, le Flysch nord-pyrénéen sous le vocable de « Molasse à faciès flysch », en s'appuyant

sur des distinctions pétrographiques et géologiques très nuancées et difficilement applicables.

Pour A. Lombard (1958) les définitions données se ramènent à quatre groupes de propositions que je vais commenter :

a) Lithofaciès,

b) Age par rapport à un paroxysme orogénique,

c) Emplacement dans un orogène,

d) Milieu de formation.

a) Le Flysch représente un éventail lithologique varié à base de schiste et de grès, mais aussi de calcaires, de marnes, de conglomérats polygéniques, de brèches monumentales à blocs exotiques : Wildflysch (Rech-Frollo, 1959, par exemple, ainsi que R. Deloffre, 1959), le tout nettement lité et en bancs distincts.

La faune trouvée dans les schistes et les calcaires est inégalement abondante et le plus souvent pélagique. Les calcaires peuvent contenir également des microfaunes benthiques remaniées et les grès, la plupart du temps peu zoogènes, renferment une très rare faune, généralement allochtone. Les schistes et les calcaires marneux montrent parfois des traces de vie : pistes, hiéroglyphes, fucoïdes, etc.

Pour J. Aubouin (1962), deux constituants s'associent dans la sédimentation du Flysch : L'un « fondamental » caractéristique de chaque zone isopique considérée, pélagique ou néritique, profond ou non profond suivant le cas, l'autre « additionné » qui est l'apport terrigène en provenance d'une zone émergée et qui vient s'associer au précédent pour, en général, le masquer. Lorsqu'il y a un certaine rémission des apports terrigènes, on voit réapparaître le sédiment fondamental. C'est l'origine des lentilles sédimentaires de tout faciès que l'on peut rencontrer dans le Flysch.

b) Le Flysch est une formation géologique correspondant à un type spécial de sédimentation, de remplissage d'un sillon *parallèle* à une chaîne en voie d'orogénèse. Il précède la phase de paroxysme tectonique, mais commence à se déposer dès les mouvements prémonitoires.

On doit remarquer que dans les Pyrénées, le Flysch commence à se déposer au début du Cénomanien, concurremment avec les premiers mouvements (?) et les éruptions volcaniques.

Pour J.H. Brunn (1956), les dépôts de Flysch sont contemporains des plissements qui se produisent dans une zone voisine de la même chaîne et, en cela, ils sont « syncinématiques », mais ils participent aux mouvements qui ont affecté un peu plus tard la zone où ils se déposent et donc, ils sont localement « antétectoniques ».

c) Ce type de sédimentation a une signification paléogéographique (J. Aubouin, 1958 ; J.H. Brunn, 1956 et J.Ph. Mangin, 1958) (voir p. 19).

Au pied de la cordillère amorcée et encore en cours de surrection se dépose le Wildflysch, brèche à blocs monumentaux. Puis le Flysch contenant de moins en moins d'éléments grossiers se trouve un peu plus bas dans le sillon.

Sur l'autre flanc de celui-ci, on passe progressivement au Subflysch (exemple : faciès aturien de l'Aquitaine) lequel aboutira ensuite à la zone épicontinentale où sédimente du calcaire (voir schéma *fig.* 2).

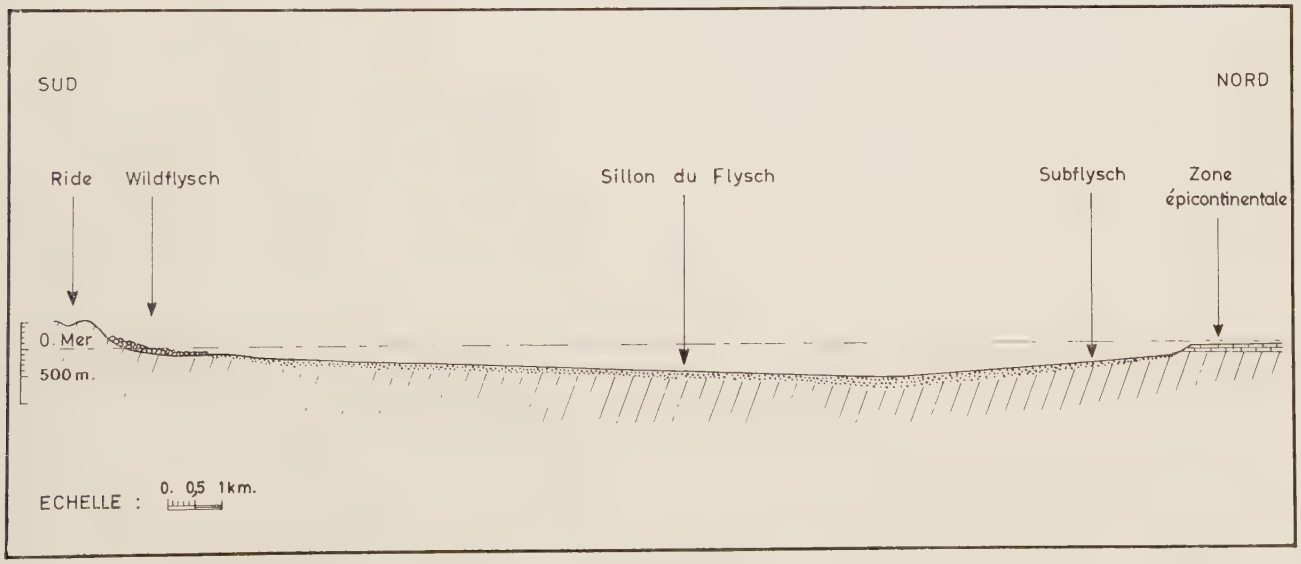


Fig. 2. — *Schéma montrant l'emplacement du Flysch dans l'orogène pyrénéen, au début du Cénomanien.*

A la fin des temps cénomaniens en Aquitaine, la cordillère devient haut-fond recouvert en totalité ou en partie (voir, par exemple, la structure de Pau) par des sédiments cénomaniens. Le haut-fond restera point haut durant tout le Crétacé supérieur, mais il n'y aura plus de formation bréchique aussi grossière.

d) Le Flysch est un sédiment marin. Mais les opinions des auteurs divergent radicalement sur l'interprétation de la profondeur de ce dépôt. Certains en ont fait un sédiment peu profond, d'autres un faciès bathyal. A. SEILACHER (1959) écrit, par exemple : « Le caractère écologique unique du Flysch, comme aussi son uniformité dans le temps et dans l'espace, indiquent que les ichnofosiles (traces laissées par les fossiles) témoignent que les organismes auxquels ils appartenaient, vivaient du Flysch en eau profonde et non en eau peu profonde. » On peut penser que le Flysch s'est généralement déposé en milieu relativement profond ; mais je reviendrai plus loin (voir p. 212) sur ce problème qui n'en est pas un (J. AUBOUIN, 1962).

En ce qui concerne le dépôt de ce sédiment particulier qu'est le Flysch, je suppose avec P. CELET (1960) que les variations rythmiques observées ne sont pas dues uniquement aux mouvements de surrection des continents voisins. Les facteurs climatologiques, les saccades subsidentes, la topographie du fond marin, les courants et les diverses influences du milieu sous-marin ont pu intervenir en même temps. D'autre part l'abondance des éléments terrigènes a gêné le dépôt des calcaires qui n'ont pu se former qu'au cours des périodes de calme et dans les zones abritées.

D'après N.V. VASSOEVICH (1948), le caractère rythmique du Flysch est conditionné par des petits mouvements oscillatoires dont l'ampleur était de quelques dizaines de mètres et modifiait d'une façon intermittente-incessante, aussi bien les conditions de la sédimentation dans le Bassin, que celles de son alimentation.

En somme, pour expliquer le caractère rythmique du Flysch, il rejoint les idées de P. PRUVOST (1930) sur la sédimentation et la subsidence des bassins houillers, ainsi que celles de A. DELMET (1951) à propos du remplissage sédimentaire de ces mêmes bassins qui se produit rythmiquement.

Pour l'origine des rythmes, ce dernier auteur associe à l'action tectonique un phénomène de relaxation. En 1918, J. de LAPPARENT, à propos de la formation du Flysch de la région d'Hendaye, parlait déjà d'oscillations. Il disait : « Le niveau de la mer oscillait et tel sédiment dont la majeure partie des matériaux eut fait un dépôt littoral, devenait dépôt profond, puis, à nouveau, les conditions de sédimentation devenaient littorales et l'épisode se reproduisait dans le même sens pour les dépôts suivants. »

II. — LES COURANTS DE TURBIDITE.

Cette appellation de « courants de turbidité » est en somme assez mauvaise et devrait bien être remplacée, comme le suggère A. VATAN (1958), par celle, plus juste et précise, de « courants de fond denses ».

R.A. DALY (1936) explique le creusement des canyons sous-marins par des « courants de boue » ou « courants de turbidité » au moment de la fusion des glaces. C'est, en effet, dans l'axe des canyons et au pied des glacis continentaux que l'on décrit, un peu partout dans le monde, des dépôts de « courants de turbidité » (EWING et al., 1958).

Déjà, en 1910, le géologue allemand K. ANDREE (pour expliquer la rupture des câbles sous-marins constatée au large des côtes d'Amérique du sud et est-africaines) avait émis l'hypothèse de rivières boueuses coulant au fond de la mer.

Cette hypothèse fut reprise par F.B. BAILEY (1938) et C. MIGLIORINI (1944). Ce dernier expliquait les structures particulières observées dans le « Macigno » de la région de Florence, par ces courants denses déclenchés sur les pentes du talus continental.

Ce type de courant est analogue aux « courants de densité », cause de toute circulation océanique. Mais il faut admettre qu'un mélange de boue très liquide, de sables et de graviers, possède des « propriétés d'ensembles », notamment une densité et la possibilité d'une poussée archimédienne qui se maintiennent pendant de longs parcours (J. BOURCART, 1954).

Les expériences de H.S. BELL (1942) et de Ph. KUENEN (1948) ont montré la possibilité de tels courants, reproduits en laboratoire avec des effets différents selon la quantité de matière solide variant la densité.

Cependant, si on a pu expérimentalement provoquer le phénomène à petite échelle, il n'a jamais été possible de l'observer *in vivo* (E.C. BUFFINGTON, 1961). Les essais faits pour déclencher par explosion « des courants de fond denses » dans des canyons sous-marins ont échoué, l'explosion s'amortissant immédiatement en milieu vaseux. Or, ainsi que le fait remarquer J.Ph. MANGIN (1964) à propos du tremblement de terre de « Grand Bank » en 1929 : « S'il s'agit bien d'un courant, la vitesse calculée alors aurait dû varier de 20 à 80 km/h au moins, en pleine masse liquide pendant des centaines de kilomètres, ce qui a paru incroyable à nombre d'océanographes. »

Par quels procédés se déclenchent ces courants de boue denses ? Ph. KUENEN (1957) invoque la gravité. Sous l'action de séismes ou parce que la limite d'adhérence des dépôts est atteinte, il se produit dans leur masse et contre le talus continental de vastes glissements qui provoquent des courants turbulents, même quand l'inclinaison des pentes sous-marines devient très faible.

D'après A. LOMBARD (1956) : « C'est la pesanteur agissant sur la masse fluente des sédiments qui est le facteur principal d'écoulement. » Il ajoute que

l'écoulement est lent et affecte de vastes surfaces, que les glissements sont accidentels et localisés. Il faut, enfin, que la pente soit suffisante pour permettre au matériel de « ramper ».

Or, d'après N. OULIANOFF (1960) : « Sur une base plongée dans l'eau et inclinée de 5° par rapport à l'horizon, le matériel à granulométrie de 0,3 à 1,5 mm s'étale sous l'influence de la pesanteur seule, de façon à former un talus de 24°. Ainsi, pour que le matériel se déplace sur une distance de 10 km, il faudrait que son épaisseur à l'origine atteigne 4 km environ... en admettant que le fond de la mer ait une inclinaison de 15° environ par rapport à l'horizon, le matériel se déplace sur une distance de 10 km, si son épaisseur à l'origine atteint 3 km... Ce n'est que grâce à l'augmentation de l'épaisseur du matériel à l'endroit de son origine que l'écoulement de ce dernier arrive à avancer. »

Enfin, l'auteur souligne que la pente de la plate-forme continentale a un angle très faible, souvent inférieur à 1°20. Il faut donc trouver un autre facteur de transport que la gravité, « car il est clair que sur une si faible pente la pesanteur seule est incapable de réaliser le déplacement de sédiments »... Sans nier une certaine participation des vagues, des courants marins et même « des courants de turbidité » dans le processus de la sédimentation..., tous ces facteurs sont de nature sporadique ou trop localisés ou trop hypothétiques. N. OULIANOFF suggère la vibration de la croûte terrestre, moteur autrement universel pour véhiculer les sédiments. Les caractéristiques de toutes ces vibrations, en commençant par les tremblements de terre catastrophiques et en arrivant aux vibrations très fines produites par les changements de température, sont évidemment fort variables d'une place à l'autre sur la terre et d'un moment à l'autre.

... Si une pente, même très douce, est soumise à une vibration d'une amplitude même tout à fait minime, cette dernière réagit contre la pesanteur et libère les grains, à chaque choc, de l'asservissement à l'adhésion au fond marin. Les grains se déplacent alors, par à-coups, sur la pente. Ainsi, les grains arriveront en bordure de la plate-forme continentale où la rupture de pente leur fera subir inévitablement une accélération. Cette vibration de l'écorce terrestre est universelle, perpétuelle et a des causes multiples. En un point, elle est la résultante des diverses vibrations dont les effets sont superposés.

Ce sont Ph. KUENEN et C.I. MIGLIORINI (1950) qui, attribuant le granuloclassement vertical (*graded-bedding*) à une sédimentation par des courants de turbidité, proposèrent les premiers l'assimilation des « turbidites » des mers actuelles aux formations du Flysch. Leurs conclusions ne signalaient que le granoclassement cyclique sans étude pétrographique détaillée. L'examen par W.D. NESTEROFF et B.C. HEEZEN (1960) de nombreuses carottes prélevées dans les parties profondes des océans permit de combler cette lacune :

« Dans les mers actuelles, les courants de turbidité entraînent, à partir des zones littorales ou peu profondes, d'importantes masses sédimentaires vers les grands fonds où leur accumulation efface le relief et conduit aux plaines abyssales (HEEZEN et al., 1959). Toutes les carottes prélevées dans ces plaines se présentent d'une façon analogue. Il s'agit de dépôts cycliques dont chaque séquence lithologique est définie par les caractères suivants :

» 1° Les séquences sont granoclassées de bas en haut et leurs limites nettes.

» 2° Les débris d'organismes littoraux (coquilles, algues, calcaires, etc.) lorsqu'ils sont présents, sont classés selon leur dimension avec les graviers ou les sables.

» 3° La répartition des Foraminifères est très curieuse. Dans la partie inférieure de la séquence, généralement formée (de bas en haut) de sable, de sablon, puis de vase, les Foraminifères sont rares ou absents. Lorsqu'on en trouve, ils sont concentrés en couches interstratifiées entre les sables fins de 250 μ environ. Dans la partie supérieure de la séquence formée uniquement de vase et ne présentant aucune solution de continuité avec la vase sous-jacente de la même séquence, apparaissent brusquement des Foraminifères en quantité appréciable. Enfin, la séquence se termine par une fine couche (1 mm) de Foraminifères et de Ptéropodes, ces organismes sont en bon état et les Ptéropodes sont disposés à plat par rapport à la stratification.

» 4° On observe souvent de nombreux débris végétaux au sein des sables ou des sablons. Ces débris indiquent une origine fluviatile ou deltaïque du matériel des « turbidites » et permettent de les différencier de celles dont le matériel provient des sédiments du plateau continental.

» 5° Dans le cas de sédiments terrigènes (sables quartzeux), la proportion de calcaire augmente de bas en haut[1], car les vases terrigènes contiennent toujours une certains proportion de calcaire (20 à 40 %) ; tandis que des sables ou sablons quartzeux en contiennent beaucoup moins.

» 6° La partie supérieure des séquences présente souvent, lorsqu'elle est formée de vase, des traces d'organismes perforants. Ceux-ci ne pénètrent jamais dans les sablons. »

GROWELL (1955) pense que ces dépôts correspondraient à deux mécanismes différents. La partie infé-

1. C'est l'inverse dans le Flysch « authentique » des Préalpes suisses (communication orale de J.Ph. MANGIN).

rieure comprenant sable et vase serait bien due à un courant de fond dense, mais la partie supérieure, constituée de vase, se serait déposée particule par particule.

Il est également possible pour W.D. NESTEROFF et B.C. HEEZEN, que chaque séquence ne représente qu'un dépôt par courant de turbidité seulement, hypothèse qui expliquerait mieux la couche d'organismes du toit.

Quoi qu'il en soit, ces auteurs concluent qu'il y a « entre les turbidites modernes et le Flysch une correspondance point par point d'un faisceau de caractères pétrographiques ». « La fréquence statistique de cette correspondance semble suffisamment élevée pour considérer désormais l'identification de ces deux formations comme définitivement acquise. »

En définitive, ces auteurs expliquent que l'*apparition du faciès flysch* ne se produit pas obligatoirement à un moment déterminé de l'évolution orogénique d'un géosynclinal, comme on le pensait jusqu'alors. Elle *est liée simplement à l'ensemble des phénomènes qui déclenchent les courants de turbidité.*

La masse énorme des formations du Flysch témoigne d'une abondante alimentation, donc d'une érosion extraordinairement active. Il semble logique, pour cette raison, de relier ce brutal déclenchement de l'érosion à la surrection brusque d'une chaîne montagneuse. Les sillons géosynclinaux constituent certes de très bons pièges à « turbidites », mais cela n'empêche pas le Flysch de se former actuellement, en l'absence d'activités orogéniques, dans des fonds que n'exondera aucune tectogénèse.

N.V. VASSOEVICH (1948) estimait pourtant que l'époque actuelle était un stade d'achèvement de la formation des Molasses et qu'une nouvelle étape, d'une formation massive du Flysch, n'était pas encore commencée, tandis que l'ancienne étape était depuis longtemps terminée. C'est pour cette raison, pensait-il, que l'on cherchait en vain les homologues du Flysch sans les trouver, ni dans les profondeurs océaniques, ni dans la zone bathyale, ni dans celles du « *shelf* », ni dans la zone de balancement des marées, ni dans les embouchures de rivières, ni dans les marécages de la mangrove.

De même J. de LAPPARENT (1918) disait à propos du Flysch, dans son étude du Crétacé de la région d'Hendaye : « Il faut reconnaître qu'aucun phénomène actuel ne paraît comparable à ces phénomènes passés dont nous avons enregistré les effets. »

Il faut surtout remarquer que la sédimentologie moderne a fait depuis ces dernières années de très gros progrès et que la prise de carotte, par exemple, au fond des océans, s'avère une opération moins délicate qu'auparavant.

III. — SEDIMENTOLOGIE ACTUELLE.

La répartition des organismes dans la zone littorale dépend évidemment beaucoup plus de la profondeur, c'est-à-dire de la pénétration de la lumière, que de la nature du fond. C'est la lumière qui conditionne les possibilités de vie des diverses espèces d'algues, donc qui limite l'extension verticale des animaux herbivores. Toutefois, la répartition des carnassiers fixés, surtout mangeurs de plancton et de bactéries, dépend également de la rigidité des sols sous-marins.

Malgré leurs bonnnes conditions de perméabilité et la facilité de pénétration, les graviers et les sables sont moins peuplés que les vases rigides. Plus les sables sont grossiers, moins ils sont cohérents et plus ils sont faciles à remanier par les courants (J. BOURCART, 1958).

Les études expérimentales de L. GLANGEAUD (1941) ont montré qu'il se produisait un triage hydrodynamique des dépôts : c'est selon sa dimension que chaque particule est entraînée avec un mode de transport particulier (roulement, traction ou suspension). La formation des sédiments est donc essentiellement fonction des différents régimes de turbulence des eaux qui les animent. C'est, en effet, la turbulence (J. BOURCART, 1941) qui joue le rôle principal. Elle apparaît au-dessus d'une certaine vitesse critique. Le même auteur a montré qu'une suite de particules de tailles croissantes se divise en classes, et que dans une classe donnée les propriétés physiques sont les mêmes, celles-ci variant brusquement d'une classe à l'autre. Le transport par les eaux suit cette loi et cette non-continuité des propriétés physiques des particules explique le dépôt en sédiments bien individualisés, séparés par des limites nettes. En réalité, F. HJULSTRÖM (1939) a proposé des courbes approximatives expérimentales qui ne sont pas en accord avec ce concept. Construites à une échelle logarithmique avec en ordonnée la vitesse en cm/sec et en abscisse le diamètre des particules en millimètres, ces courbes montrent qu'un même matériel peut, selon la vitesse du courant, passer par trois états différents : érosion, transport ou sédimentation.

La répartition des sédiments le long de la côte entre l'Esterel et l'embouchure du Var et en allant de la ligne du rivage vers le large, va nous offrir un schéma illustrant la distribution des dépôts (W.D. NESTEROFF, 1960).

1. Des dépôts terrigènes grossiers (entre 0 et — 35 m).

— Blocs détachés des parois rocheuses par l'érosion subaérienne. Ces gros blocs tombent au pied des falaises et généralement y demeurent. Ils ne modi-

fient donc, en rien, les processus sédimentaires en cours le long du littoral. On trouve également des blocs résiduels provenant du délayage de formations meubles.

Ce dépôt rappelle celui du Wildflysch qui se signale toujours par l'énormité de ses blocs, son hétérogénéité complexe et le manque de cohésion de son alimentation.

— Galets représentant un important volume de matériaux. Ils sont entraînés par les vagues dans un mouvement de translation sous le vent le long des plages, sans pratiquement quitter la zone de déferlement des vagues, autrement dit la zone où se constitue le talus. C'est pourquoi la notion d'*undertow* (courant de fond) pour expliquer l'entraînement des sédiments grossiers des plages vers le large ne paraît pas très juste.

— Sables terrigènes, particules de 2 mm à 20 microns, provenant de l'érosion des massifs émergés. Une méthode utilisant des traceurs radioactifs (Hours, Nesteroff, Romanovsky, 1955) a permis de montrer que le sable situé sur l'estran se déplace sous l'effet de la houle dans la zone de déferlement, sans quitter celle-ci, ni vers le large, ni vers la haute plage. Enfin, le mouvement oscillatoire du sable sur le fond s'arrête à une profondeur équivalente à la demi longueur d'onde de la houle qui engendre ce mouvement.

Les courants marins s'amortissent complètement près du fond et s'ils empêchent le dépôt de fines particules ($< 20\ \mu$), ils ne peuvent transporter ni des sables, ni des galets. Par ailleurs les *rip-currents* qui peuvent entraîner vers le large des sables moyens et fins, contribuent peut-être à la mise en place des plages sous-marines.

2. En continuant vers le large, on trouve l'herbier à Posidonies entre — 2 et — 40 m.

La croissance continue des rhyzomes de cette phanérogame marine (*Posidonia oceanica*) constitue une trame emprisonnant dans ses alvéoles des particules minérales.

3. Les sables coquillers (entre 0 et — 100 m).

Ils sont formés de tests et débris d'organismes marins contenant un faible pourcentage d'éléments non-calcaires, spicules siliceux et quartz détritiques.

Ils sont, soit associés aux herbiers à Posidonies, formant une frange à leur limite inférieure (entre — 40 et — 50 m) et les séparant ainsi de la zone de vase, soit sur les prolongements des pointes sous-marines ou des plateaux immergés entre — 40 et — 100 m. Les courants de fond qui empêchent la vase de se déposer favorisent le développement d'organismes marins (tels que les algues mélobésiées).

4. La vase dont la limite de dépôt varie entre — 20 m et — 100 m se trouve généralement vers — 50 m.

C'est un sédiment fin de composition très complexe (J. Bourcart, Francis Bœuf, 1952). Contenus dans une trame minérale, on trouve associés des colloïdes identiques au « complexe absorbant » des sols subaériens, siège de la vie bactérienne.

La fraction fine des vases est d'origine essentiellement terrigène (environ 18 % de quartz, 30 à 50 % de calcaire) avec un faible pourcentage de calcaire biodétritique marin. Ces particules fines sont transportées en suspension dans l'eau des rivières. Les eaux douces s'étalent en éventail, en mer, formant une nappe peu épaisse que les courants entraînent sur de grandes distances. Les produits terrigènes sédimentent alors, par gravité à partir de ces nappes, pour former les vases.

Les minéraux argileux entrant dans la composition de cette fraction fine oscillent entre 30 et 60 %. Ils sont représentés, ici, par l'association illite-chlorite.

La fraction grossière de la vase représente de 2 à 10 % de l'ensemble. On y trouve :

— Des éléments clastiques terrigènes diminuant en proportion au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers le large,

— Des organismes planctoniques,

— Des sédiments littoraux (faunes fossiles, cailloutis, sables) de dépôt de courant de turbidité. Celui-ci, véritable liquide visqueux et dense, est apte à transporter, en flottation, des matériaux volumineux et lourds, tel un coulis de boue ou de ciment qui percole à travers des galets comme s'il était un liquide homogène. Mais un courant normal n'aurait-il pas les mêmes aptitudes et une composition voisine lorsqu'il transporte, lors d'une crue par exemple, des sédiments divers arrachés à une terre ? Dans une description des niveaux supérieurs du delta du Mississipi par F. Shepard (1959), on semblerait retrouver du Flysch. « Tout y est, la lamination, les alternances entre lits de pélites et lits sablo-aleuritiques, la présence de micas et de bois flottés, l'extrême rareté des Foraminifères et des débris de coquilles due à l'abondance de l'épandage » (J.Ph. Mangin, 1962).

Le mécanisme de transport des sédiments grossiers par des « courants de turbidité » a servi à expliquer la formation des plaines abyssales et la présence de sables grossiers dans les grands fonds. Mais est-ce le seul mécanisme possible ?

Dans la zone côtière, le « courant de turbidité » emporte du matériel sans rien déposer. Dans la partie terminale, le toit du dépôt ne peut être distingué des surfaces de vases environnantes. C'est peut-être pour ces raisons que l'assimilation des turbidites (dépôts d'un courant de turbidité) avec le Flysch n'avait pas été radicalement envisagée avant la prise de carottes dans les parties profondes des océans (W.D. Nesteroff et B.C. Heezen, 1960).

Mais les courants fluviatiles ne donneraient-ils pas des résultats comparables ?

Ce bref rappel de quelques notions dues à la sédimentologie actuelle montre que le dépôt des sédiments marins se fait par zones peu nettement délimitées. Il est fonction de nombreux facteurs dont la taille des particules, la topographie sous-marine, la houle, les courants, etc. Au-delà d'un certain éloignement du rivage la vase prédomine, mais peut aussi être hétérogène. Pour expliquer la présence d'éléments grossiers dans celle-ci, on a souvent invoqué les courants de turbidité capables, selon les auteurs, d'entraîner sur une grande surface un abondant volume de matériaux ? Mais on peut, également, utiliser les sortes de « tsunamis », courants laminaires distingués par J.Ph. MANGIN (1958) (voir p. 19) ou plus simplement les courants d'eau douce qui viennent du continent, lors d'une crue violente par exemple.

IV. — CONCLUSIONS.

J'ai essayé de citer les principales définitions du Flysch et d'en extraire le sens du terme appliqué aux sédiments rythmiques nord-pyrénéens. J'ai étudié, ensuite, objectivement, les courants de turbidité pour tenter d'en comprendre le mécanisme et le rôle possible dans la formation du Flysch. J'ai, enfin, esquissé un tableau de la sédimentation actuelle pour montrer que la nature des dépôts ne fait pas uniquement appel à l'éloignement du rivage et qu'il s'agit, en réalité, d'un problème fort complexe. Il reste à tirer les conclusions de toutes ces analyses.

Certains caractères sédimentologiques qu'on aurait pu croire réservés au Flysch se retrouvent dans des sédiments uniquement carbonatés (J. AUBOUIN, 1959), tels la rythmicité, le granuloclassement, les figures de courants. Ces phénomènes généraux ne peuvent donc permettre de baser une définition sur leur présence, comme on a quelque peu tendance à le faire actuellement.

Dans le domaine pyrénéen occidental, ce qu'on appelle le Flysch est un ensemble de roches stratifiées de nature pétrographique variée, calcaires ou gréseuses, schisteuses ou argileuses, qui se succèdent dans le temps. Elles sont constituées de matériaux allochtones ou autochtones, néritiques ou plus profonds. Elles remplissent une sorte de sillon parallèle aux montagnes où elles ont commencé à se déposer dès les mouvements précurseurs de l'orogénèse pyrénéenne annoncée par la présence, dès la base, de roches éruptives et brèches monumentales.

Ce Flysch est un sédiment marin dont la grande épaisseur est en étroite relation avec une érosion active, donc une abondance des apports qui déclenche la subsidence du sillon.

Les marnes et argiles à faune pélagique autochtone (?) se déposaient à profondeur plus ou moins grande et en strates plus ou moins épaisses, en fonction de l'abondance des apports colloïdaux terrigènes, tandis que rythmiquement les courants apportaient des sédiments néritiques et continentaux grossiers.

On peut voir dans ces alternances de matériaux des causes climatiques. Un renouvellement saisonnier (?) de périodes de biostasie et de rhéxistasie. On aurait, ainsi, une explication de certaines abondances préférentielles de microfaune dans les lits marneux. H. ERHART (1955) écrit, en effet : « Que des organismes à test calcaire, calco-magnésien ou siliceux, pullulent lorsque des milliards de tonnes de calcium, magnésium et de silicium, se trouvant sous forme assimilable, sont déversés dans les océans au cours de la période de biostasie forestière, quoi de plus naturel ?

» Quoi de plus logique aussi, que la disparition totale ou partielle de ces organismes, lorsque, après le phénomène de la rhéxistasie, la source des éléments chimiques nécessaires à l'édification de leur test se trouve tarie ? »

La provenance des matériaux allochtones est problématique. Si ceux du Cénomanien n'ont pas une origine définie (resédimentation de niveaux récemment déposés), il faut pour les étages ultérieurs supposer, soit des hauts-fonds qui continuent d'être érodés, soit un apport de l'ouest (Labourd, Arbailles) ou de l'est (Montgaillard et même Massif-Central) par suite de la présence de courants longitudinaux.

Dans leurs observations sur les Flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes, P.H. KUENEN, etc. (1957), ont montré que les matériaux du complexe autochtone du grès d'Annot provinrent du sud. Les mesures de direction du courant indiquent pour les grès du complexe à Helminthoïdes une provenance du S.-O., localement de l'O.-N.-O. Nous verrons que dans la région au sud de Pau, les *flute-casts* paraissent indiquer la présence d'un flot constant, au cours du Crétacé supérieur, allant de l'est vers l'ouest (voir p 31).

Les courants qui ont laissé ces traces divisent toujours les géologues quant à leur origine possible.

Les courants de turbidité existent peut-être dans la formation du Flysch nord-pyrénéen. Mais comme l'écrit J.Ph. MANGIN (1964) dans son petit historique du dogme des turbidites : « Ce qui demande à être prouvé, c'est le rôle permanent des accidents et leur action réelle. » Je ne pense pas que ces seuls courants puissent être à l'origine de toutes les formations rythmiques du Flysch. Il est d'autres causes possibles dont les courants d'épandage fluviaux sont les plus logiques.

Il est troublant de constater, malgré tout, que les tenants des courants de turbidité utilisent les mêmes

critères de reconnaissance que ceux qui veulent en prouver la non-existence.

Ainsi, on est en présence de turbidites quand on observe (D.J. STANLEY, 1961) :

a) Un *graded bedding* en contact brutal avec les pélites sous-jacentes.

b) Un mauvais classement des grains.

c) La présence de lamination et de stratifications entrecroisées à la partie supérieure la plus fine des bancs composés.

d) L'existence de lamination en volutes et de *load-cast* résultant de déformations hydroplastiques à l'intérieur des bancs.

e) La présence de figures (*sole-marks*) uniformément orientées à la base des bancs.

f) La présence de nombreuses inclusions d'argiles et de grès à l'intérieur des bancs.

g) La présence de terriers, pistes, à l'intérieur ou la surface des bancs.

h) En général l'absence de fossiles.

De son côté, J.Ph. MANGIN (1962) suggère que la formation du Flysch a pour cadre une zone d'épandage sous faible tranche d'eau, à fond activement subsident, mer peu ouverte aux influences extérieures, de dimensions assez faibles pour que les effets des courants de marée y soient fort réduits.

Il écrit alors : « Ainsi peuvent s'imprimer les traces de pattes d'oiseau aussi bien que les *flute-casts*, s'accumuler les fortes épaisseurs et rester indélébiles les rythmes d'apport... » M^me^ RECH-FROLLO (1962) abonde dans le même sens. Ce schéma pourrait très bien s'appliquer aux dépôts situés au sud du front nord-pyrénéen dans ma région d'étude.

Très probablement, chaque auteur a-t-il exposé son point de vue en utilisant des arguments appuyés sur ses propres observations. Mais il se peut aussi que le cas particulier ne s'intègre pas forcément au cas général; que, par conséquent, le Flysch puisse résulter de dépôts à profondeurs variables ?

De toutes façons, l'hypothèse de J.Ph. MANGIN (1958), d'une terre basse en voie d'émersion, peut être reprise. « Chaque fois que cette terre dépasse le profil local d'équilibre d'érosion, celle-ci se met en route et s'achève peu à peu, lorsque le profil est atteint ; mais celui-ci étant en perpétuel mouvement puisqu'il intervient dans une masse en voie de surrection, la reprise d'érosion est également chaque fois remise en action, d'où le caractère apparemment cyclique du phénomène... Dans ces conditions, la mise en place par saccades d'une masse en voie d'émersion n'est pas nécessaire : la seule surrection d'une basse-terre, par lente déformation et émersion de rides, me paraît être l'origine du mécanisme. Au début de sa mise en action, les produits de glyptogenèse sont fins, monogéniques, et se sédimentent sur une pente très faible, donc sans discordance notable ; lorsque le mécanisme est déjà amorcé et qu'alors apparaissent peu à peu offerts à l'érosion les niveaux plus anciens, leurs produits de glyptogenèse se joignent à ceux que les courants arrachent aux fonds marins à peine formés et nous nous trouvons en présence de barres polygéniques. »

En ce qui concerne les courants responsables de la formation du Flysch, j'adopterai encore ceux que distingue J.Ph. MANGIN (1958) :

« Chargés de boue, les courants d'eau douce qui viennent du continent transportent aussi des particules de calibres variés que leur faible salinité leur permet de porter au large ; dès que le pH et la salinité changent, la floculation se fait et les sédiments se déposent. Ces courants sont bien connus actuellement et occupent une importante tranche d'eau à partir de la surface...

» Des courants laminaires temporaires doivent exister aussi qui ravinent parfois les dépôts ou empêchent momentanément toute sédimentation.

» Ces derniers peuvent s'exacerber en raison d'un brusque dénivellement du fond — et dégénérer en sortes de « tsunamis » qui ravagent le fond de néoformation en répartissant ailleurs les produits de cette érosion spéciale. »

Enfin, occasionnellement, viennent se greffer à ce mode de formation ordinaire, l'association de phénomènes dus aux glissements et aux courants de turbidité décrits par DZULYNSKI, etc. (1959), comme « fluxoturbidites » ou avalanches sous-marines.

En définitive, comme l'écrit J.Ph. MANGIN (1958) : « Tout se passe donc par échange de matériaux entre une province distributrice et un « réceptacle de sédimentation. »

Le sédiment flysch étant, en somme, la résultante de constituants en majorité allochtones, il apparaît immédiatement que l'origine de ces matériaux donnera son cachet particulier à chaque zone du Flysch envisagée. *Les conditions de formation étant réalisées, les facteurs d'ordre paléogéographiques paraissent devenir les plus importants.*

CHAPITRE III

ETUDE DES SERIES RYTHMIQUES

Une roche, telle qu'elle se présente sur le terrain ou plus tard au laboratoire, est un objet complexe. Les solutions des problèmes qu'elle pose sont généralement inscrites en son sein, mais il ne faut, pour cela, négliger aucun détail. Or, s'il est habituel, depuis longtemps, d'effectuer toutes les analyses du point de vue minéralogique, chimique, paléontologique, on ne peut considérer une série du Flysch uniquement comme une superposition de termes lithologiques. Il faut, au contraire, concevoir que chaque niveau individuel est à étudier en fonction de celui qui le précède et de celui qui le suit, donc que la succession des termes est intéressante. En somme, à l'étude individuelle, toujours nécessaire, doit se superposer l'étude comparée, moins usuelle et peut-être plus délicate, afin de dégager une histoire plus précise et détaillée de l'évolution des sédiments, conditions de dépôt, évolution du fond, etc.

La particularité, la plus caractéristique du Flysch, consiste dans une alternance rythmique des roches qui le composent écrit N.V. Vassoevich (1948). De même, A. Lombard (1958) pense que le caractère dominant des séries du Flysch est la succession et l'alternance des bancs. Cependant, W.C. Fearnsides (1948) a précisé que l'on étudie les rythmes dans les sédiments et non dans la sédimentation.

L'analyse d'une série du Flysch va introduire la notion de séquence lithologique, ainsi que tout un vocabulaire de termes au sens précis dont je vais tout d'abord essayer de donner les définitions.

TERMINOLOGIE

Banc : Les bancs correspondent à des phases actives et positives (A. Lombard, 1956) de la sédimentation. Ils déterminent la stratification externe ou vraie qui est la disposition des unités majeures de stratification en bancs ou couches. « Chaque banc, qu'il soit résistant ou tendre, résulte de l'empilement, bien souvent fort peu apparent, d'un certain nombre de feuillets » (J.Ph. Mangin, 1962).

Couche : C'est l'unité de stratification. Elle se différencie de ses voisines par sa structure et sa texture.

Cycle : Phénomène symétrique réitéré qui peut être mesuré. A une séquence positive 1, 2, 3, 4, succède une séquence négative 4, 3 ,2, 1.

Cyclothème : Les auteurs nord-américains ont introduit ce terme pour désigner une série de couches déposées durant chaque cycle sédimentaire. C'est J.M. Weller (1930) qui utilisa le premier ce concept pour une séquence composée de termes détritiques colloïdaux, charbonneux et calcaires. Cette séquence est souvent rythmique incomplète, positive ou négative. Selon W.C. Krumbein et L.L. Sloss (1955), le cyclothème idéal ou complet est sujet à de nombreuses variations qui dépendent de la distribution des éléments tectoniques dans les aires d'origine et du dépôt des sédiments, de même que des époques et intensité des mouvements. Le terme de cyclothème a été employé pour plusieurs formations récurrentes renfermant du charbon (Bersier, 1951 ; Jessen, 1955...) d'âges divers et de provenance variée. D'après A. Lombard (1956), il faut limiter le terme à l'acception donnée jusqu'ici de séquence à charbon.

Diasthème : Il s'agit de l'interruption du dépôt sédimentaire entre deux couches. On fait ici allusion au vide qui existe entre deux termes. C'est Barrell (1917) qui a introduit ce terme zoologique en géologie. C'est une surface plane, sans épaisseur propre, ni enduit, ni sédiment quelconque. On utilise parfois le mot de suture.

Si l'amplitude du vide est grande, on parle alors de *lacune stratigraphique* ou de *discordance angulaire* si elle est accompagnée de variation dans le plongement et la direction.

Feuilletage : Stratification sans couches séparées. Propriété d'une roche de se débiter plus ou moins aisément en plaques d'épaisseur variable, souvent gondolées. Il peut s'agir d'une stratification, d'une foliation ou d'une schistosité (P. Collomb, 1960). Chaque feuillet peut être souligné par un liseré de mica blanc ou de plantes flottées. Il apparaît comme un dispositif généralement granodécroissant d'après J.Ph. Mangin (1962). L'épaisseur d'un feuillet varie dans un banc de plusieurs centimètres au millimètre. Chaque feuillet correspondrait à une sorte « d'émission-sédimentaire » débutant par une « crue » et

s'achevant avec les apports solubles : c'est la « séquence-unité » typique proposée par J.-Ph. MANGIN (1963).

Joint : Les joints de stratification correspondent à des phases positives, mais passives, de la sédimentation et séparent les phases actives (bancs) les unes des autres. Les joints sont relativement plus minces que les bancs et se distinguent de ceux-ci par leur composition dans laquelle l'argile joue un rôle important. Alors que les bancs se détachent en relief, les joints forment des rentrants. Leur épaisseur varie et peut se réduire à une simple pellicule ou à un enduit.

S'il y a lacune, érosion ou non-dépôt, la stratification passe par une phase négative. On a alors un joint de phase négative.

Les joints peuvent se réduire à une surface de discontinuité, il s'agit alors d'une surface de stratification. Dans ce cas. un banc repose directement sur le précédent. séparé par une surface plane (diasthème) correspondant à une lacune ou à une longue période de non-dépôts ou d'émersion.

Linéation : D'origine anglo-américaine, ce terme désigne toute structure composée d'éléments parallèles linéaires, rencontrés dans une roche.

Litage : Série de lits séparés par des joints. Il existe un litage direct dû au mécanisme même de la sédimentation, et des litages secondaires dus à des phénomènes postérieurs : inégalité de retrait d'une couche argileuse et des calcaires encaissants, contraintes extérieures. Une cause importante du litage est l'alternance de périodes d'émersion et d'immersion (J. BOURCART, 1944).

Mégarythme : Ensemble de rythmes ayant même progression vers un pôle extrême, dans le sens positif ou négatif.

Période : Phénomène dont les intervalles de temps de séparation sont réguliers.

Phase : Correspond à un ou plusieurs termes lithologiques. Une phase est un moment défini dans le dépôt d'une série sédimentaire.

Plaquettes : Couches de composition identique, séparées par des surfaces de stratification. Ce terme peut s'identifier à celui de feuillet.

Rythme : Réitération régulière de phénomènes du même genre. Une *série rythmique* est une succession de séquences régulières. Le rythme se différencie du cycle par le fait qu'il n'est pas symétrique. C'est, en somme, une disposition à retour périodique de temps forts et de temps faibles (A. LOMBARD, 1956).

Schistosité : Ou « clivage schisteux », est le débitage en feuillets parallèles, indépendants de la stratification, ayant même composition minéralogique (A. BAER, 1956).

Séquence : Série de termes lithologiques divers (au moins deux) formant une suite naturelle sans interruption importante autre que celle des joints de stratification. Dans une séquence, la surface d'une couche détruite par l'érosion est appelée par A. HEIM (1914) : « Surface de l'omission ».

Stratification : Propriété des roches sédimentaires de se déposer en strates. Depuis sir C. LYELL (*Principes de géologie*, 1833), c'est la propriété la plus importante des roches sédimentaires. J. BOURCART (1944) la fait coïncider avec le litage.

ETUDE DE LA STRATIFICATION DU FLYSCH

— Elle doit permettre de donner une caractéristique exacte et rationnelle des séries du Flysch étudié.

— Se faire une idée sur les conditions de sa formation et sur le mécanisme des mouvements oscillatoires qui ont conditionné le caractère rythmique de sa sédimentation.

Un travail minutieux sur la sédimentation du Flysch, si tel était mon unique objet, devrait comporter divers essais de classifications de ses caractères : d'après la puissance des couches, la présence ou l'absence, la fréquence des diasthèmes, la variété lithologique des séries et le nombre des principaux composants, etc.

Je n'ai pas cru devoir m'appesantir sur ces questions, puisque mon but est, après une analyse générale des conditions de dépôt du Flysch, une étude principalement stratigraphique de ces terrains.

Mes observations sur les séries rythmiques ne dépasseront donc pas le cadre des généralités émaillées de quelques exemples.

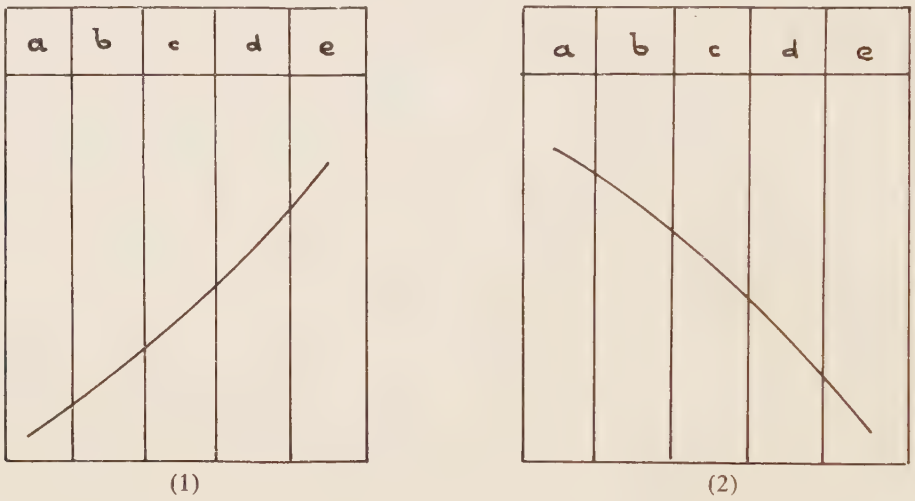
L'éventail lithologique n'offre pas de variation très notables sur toute l'épaisseur de la série, de même qu'il n'y a pas de modification importante sur l'aire d'extension tant que celle-ci est parallèle ou presque parallèle à la direction de l'ancien littoral, comme c'est le cas dans le sillon que j'étudie. Par contre, d'après N.V. VASSOEVICH (1948), l'assortiment du Flysch subit des changements réguliers transversalement à la direction d'extension dominante quand celle-ci forme avec l'ancienne ligne littorale un angle d'environ 90°.

Analyser une série rythmique consiste (A. LOMBARD, 1956) à s'attacher plus particulièrement aux variations de la composition élémentaire d'un terme à l'autre. Les compositions absolues sont prises comme éléments unitaires que l'on va comparer.

L'analyse séquentielle va alors consister à grouper en séquences fondamentales les différents termes d'une série naturelle. On remarque qu'ils s'ordonnent suivant un ordre général commun qui va des détritiques grossiers aux plus fins, aux colloïdes, calcaires et évaporites. Cet ensemble constitue *la*

séquence majeure appelée *série virtuelle générale* ou encore *fondamentale* qui n'est pratiquement jamais réalisée. Il s'agit plus souvent d'une série virtuelle locale constituée de termes lithologiques existants dans une région donnée. Cette notion de série virtuelle se base sur la répartition des sédiments en éléments pondérables et impondérables (A. Lombard, 1949-1953). On sait que L.V. Poustovalov (1954) considère deux types de différenciation sédimentaire : mécanique par le triage des particules et chimique suivant le degré de solubilité des solutions.

La représentation graphique des séquences a pour objet de condenser ces diverses données et de matérialiser l'évolution du dépôt. Elle se construit en fonction de la coupe lithologique et de la série virtuelle locale.



(1) (2)

Fig. 3. — *Représentation graphique des séquences.* Schéma théorique d'après J. G. de Llarena (1956).
a. Conglomérat. — b. Grès grossier. — 6. Grès fin. — d. Argile. — e. Calcaire.

Dans le schéma théorique que je donne ci-dessus, selon les données de J.G. de Llarena (1956), on suppose la série des termes *a, b, c, d, e,* qui vont par ordre détritique décroissant du conglomérat et grès, à l'argile et au calcaire. Les séquences qui montent de gauche à droite (1) correspondent, *théoriquement,* aux approfondissements du fond marin. En fait, il s'agit plutôt de l'éloignement du rivage.

Les séquences qui vont de droite à gauche (2) indiquent, au contraire, une montée du fond due à une surélévation ou à une diminution de la profondeur des eaux. Mais il semble bien que cela ne se passe pas toujours ainsi en réalité.

D'après l'observation courante, plus la base d'un rythme est grossière, plus le rythme sera épais et moins il y aura de termes argileux dans la séquence. Les bancs épais sont en matériel grossier. Lorsque la base d'un rythme est fine (grès fin), l'épaisseur du rythme varie et ne présente guère de relation avec la composition granulométrique du matériel fin de base. L'épaisseur dépend surtout des couches très fines du sommet.

La succession répétée de calcaire et de colloïdes ou de calcaires et de grès dans certains Flyschs reflète un équilibre instable de la sédimentation. N. Bruckner (1951) explique ces alternances par des changements des conditions de présence du calcaire. Il remarque des surfaces de dissolution sur les calcaires et la présence d'éléments remaniés.

On a longtemps admis que les couches marneuses sont plus lentes à se déposer que les calcaires. En réalité, s'il survient une période de rhéxistasie (H. Ehrart, 1956), notamment si celle-ci est accompagnée d'un soulèvement qui active l'érosion, le manteau peu épais des sols des savanes sera vite balayé du continent. C'est à cette période qu'il convient de rapporter les masses importantes de marnes que nous connaissons dans les séries stratigraphiques.

La formation des dépôts, tantôt colloïdaux, tantôt carbonatés, se place à la limite de deux mécanismes.

— L'un est le précipité sur le fond de matériaux impondérables jusqu'alors contenus dans l'eau de mer, libérés suivant des processus d'ordre physico-chimique et biochimique.

— L'autre est le transport sur le fond ou près du fond de matériaux pondérables et d'origine lointaine tendant à se déposer suivant leur masse propre.

L'explication du processus de dépôt de ces éléments qui peuvent se déposer conjointement, pose

alors le problème de la stratification. C'est, nous l'avons vue plus haut (p. 21), la propriété des roches sédimentaires de se déposer en strates. La strate est une unité rythmique : c'est l'épaisseur de terrain qui possède une individualisation nette et des caractères pétrographiques définis. Chaque strate représente, donc, une période de dépôt et forme, à un certain moment, la surface de la lithosphère. Mais dans un bassin flysch, les conditions qui règlent sa sédimentation sont très variables et l'origine des variations répétées du milieu qui sont indispensables pour comprendre le phénomène des alternances ne sont pas encore bien expliquées.

Certains (V. Bubnoff, 1947) estiment que les sédiments rythmiques sont dus à des mouvements de la croûte terrestre et qu'ils se sont formés dans la partie mobile du continent générateur. N.V. Vassoevich (1951) propose des mouvements oscillatoires comme cause probable de la stratification rythmique du Flysch. D'autres auteurs font intervenir de violents courants de fond, instables quant à leur intensité et à leur direction (Z.L. Sujkowski, 1938). Il est impossible de dire si le déplacement des courants s'effectuait grâce aux modifications climatiques saisonnières ou en raison de l'évolution du fond de la mer ou bien encore grâce à la formation continue du géosynclinal et pour d'autres raisons encore.

On a également fait appel à des tempêtes périodiques ou aux secousses sismiques. D'après B.M. Keller (1948), les tremblements de terre et les vagues de « tsunami » qu'ils provoquent, expliquent bien toute une série de particularités de la structure des dépôts du Flysch. Les matières grossières des premiers éléments de rythme correspondent à une activité sismique particulièrement intense qui se dissipe peu à peu et les grès sont remplacés par des limons microgrenus argileux ou calcaires.

Pour M. Gignoux (1950), le faciès d'un sédiment sous-marin est imposé par le régime des courants, par leur vitesse et leur capacité de transport, par la température, par la composition chimique des eaux et les facteurs qui régissent les précipités et les floculations. Cet ensemble de facteurs détermine les climats sous-marins par analogie avec les climats atmosphériques. Le rythme régulier de la sédimentation sous-marine serait dû à des oscillations climatiques périodiques autour d'un climat local moyen. Le climat varie, exerçant notamment ses effets sur les apports fluviaux et les courants littoraux. En milieu côtier, des circonstances locales troublent les rythmes : ce sont les érosions et les accumulations. Au large, au contraire, les oscillations climatiques arrivent intactes.

Il est certain qu'une des théories les plus séduisantes pour expliquer les alternances qui composent le Flysch est de faire intervenir des causes climatiques. Celles-ci peuvent, d'ailleurs, également, s'allier à des causes orogéniques comme l'énonce J.Ph. Mangin (1958) dont j'ai cité plus haut (p. 19) l'élégante hypothèse.

« Toute série sédimentaire, même épaisse, composée de fins feuillets, implique pour sa genèse... un double contrôle du climat qui autorise tous les types d'alternances détritiques observées et de la déformation subsidente qui localise les aires de sédimentation aux abords des continents et y conduit les accumulations les plus marquées » (J.Ph. Mangin, 1963).

Les coupes que je donne ci-dessous (voir *fig.* 4 à 9) ne veulent montrer que la notion de rythme de sédimentation dans chaque étage : la brusque progression du pôle calcaire ou argileux vers le pôle clastique[1]. Il existe, en fait, une évolution graduelle des rythmes sur laquelle je n'ai pas cru devoir m'arrêter longuement. Cette étude déborde le cadre stratigraphique que je me suis fixé.

Si l'on voulait, toutefois, analyser finement une série du Flysch du point de vue sédimentologique, on s'apercevrait alors que les rythmes progressent (dans la coupe idéale), les uns par rapport aux autres, vers un des pôles extrêmes. Celui qui suit le précédent débute un peu plus tôt que le premier dans le sens positif ou négatif. Il devient alors possible de découper les séries en *mégarythmes*, c'est-à-dire en un ensemble de rythmes ayant même progression.

Le même découpage peut s'appliquer à une autre observation quant à l'épaisseur des bancs. On remarque, quelquefois, lorsqu'on dispose d'une coupe bien dégagée et régulière, que les bancs croissent petit à petit jusqu'à une certaine valeur, pour brusquement repartir à l'épaisseur initiale. On débute, par exemple, avec des bancs de 2 ou 3 centimètres, on arrive à 80 ou 100 centimètres, pour recommencer à la première épaisseur.

J. de Lapparent (1918) faisait osciller le niveau de la mer pour expliquer les formations rythmiques. Or, plus probablement, l'originalité du faciès flysch tient dans la mobilité d'ensemble du fond récepteur ainsi que de l'aire productrice (J.Ph. Mangin, 1962).

Enfin, si chaque feuillet peut, éventuellement, représenter un dépôt saisonnier, pourquoi ne pas supposer une relation entre les mégarythmes et les cycles d'activité solaire ?

---

1. J'utilise le terme *clastique* (du grec klastos = brisé) dans le sens détritique, dépôt formé de fragments brisés d'organismes et de minéraux.

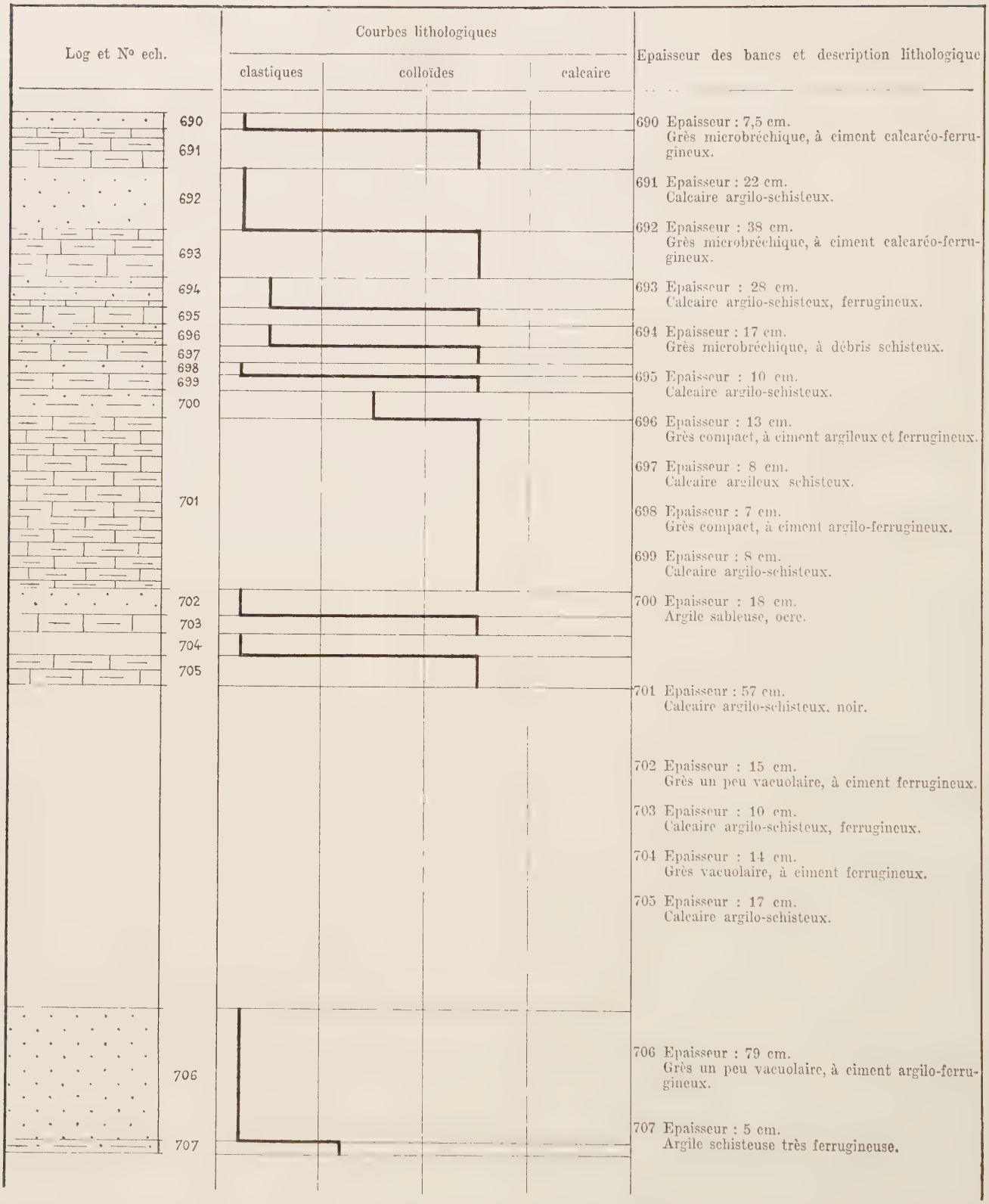


FIG. 4. — *Coupe à la base du Cénomanien. Route du « Bager » d'Oloron (RN 618).*

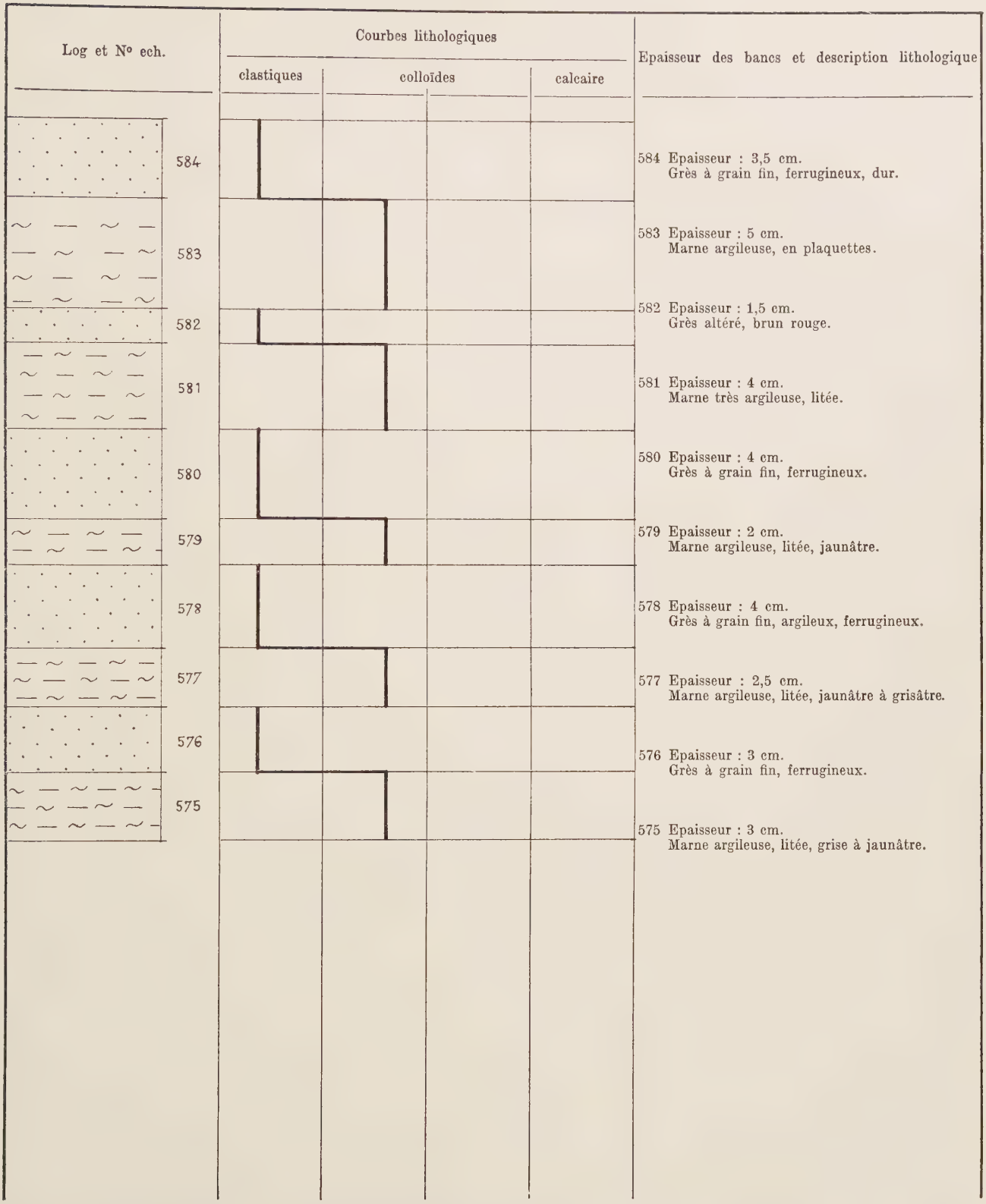


FIG. 5. — *Coupe à la base du Turonien, dans le chemin partant de la D 34 vers la ferme L'Esquie* (*S. de Lasseube* - **x** : *372,360* - **y** : *101,250*).

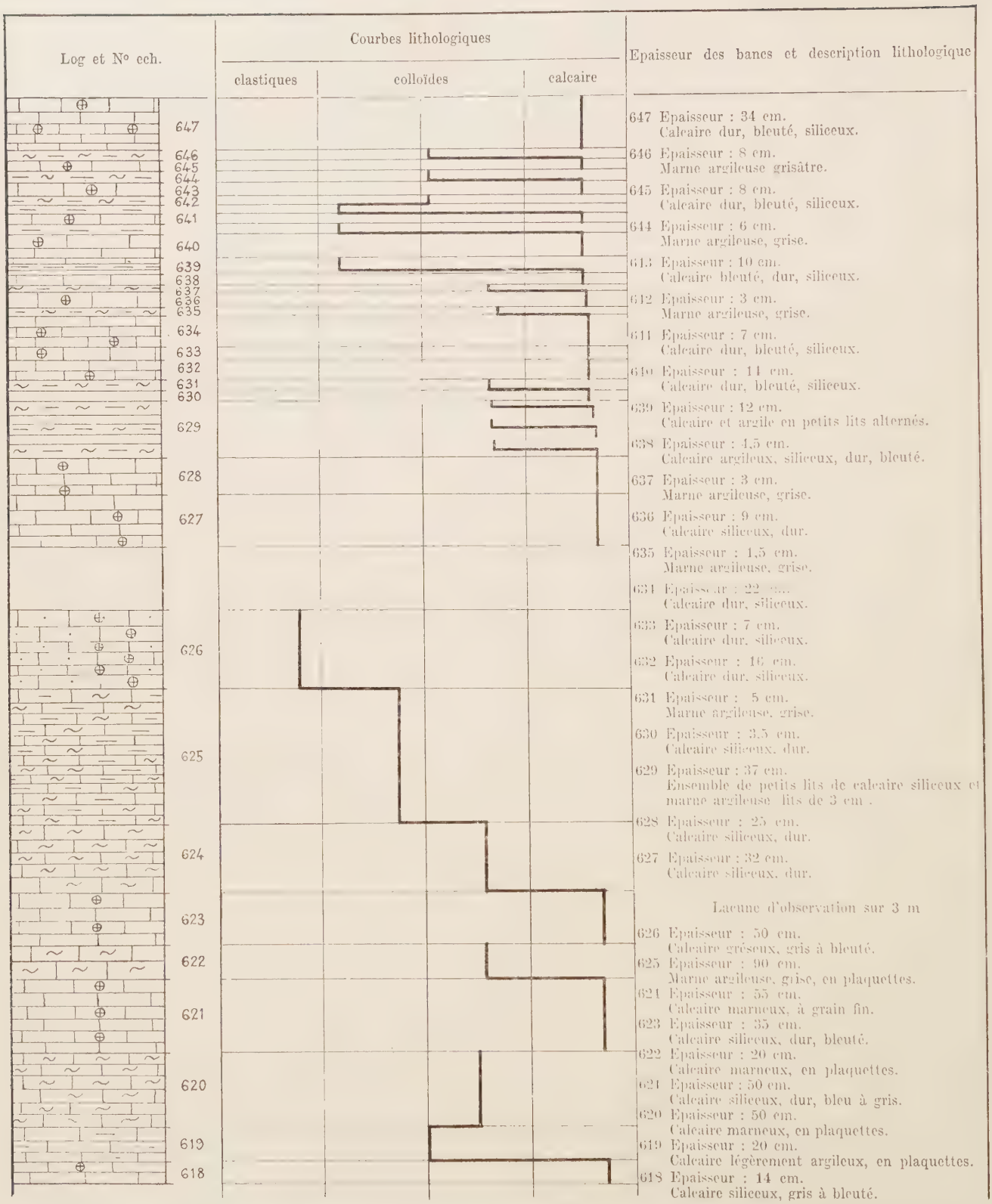


FIG. 6. — *Coupe dans une carrière naturelle, près du ruisseau de Soumet. Sud de Lasseube, dans les terrains du Coniacien.*

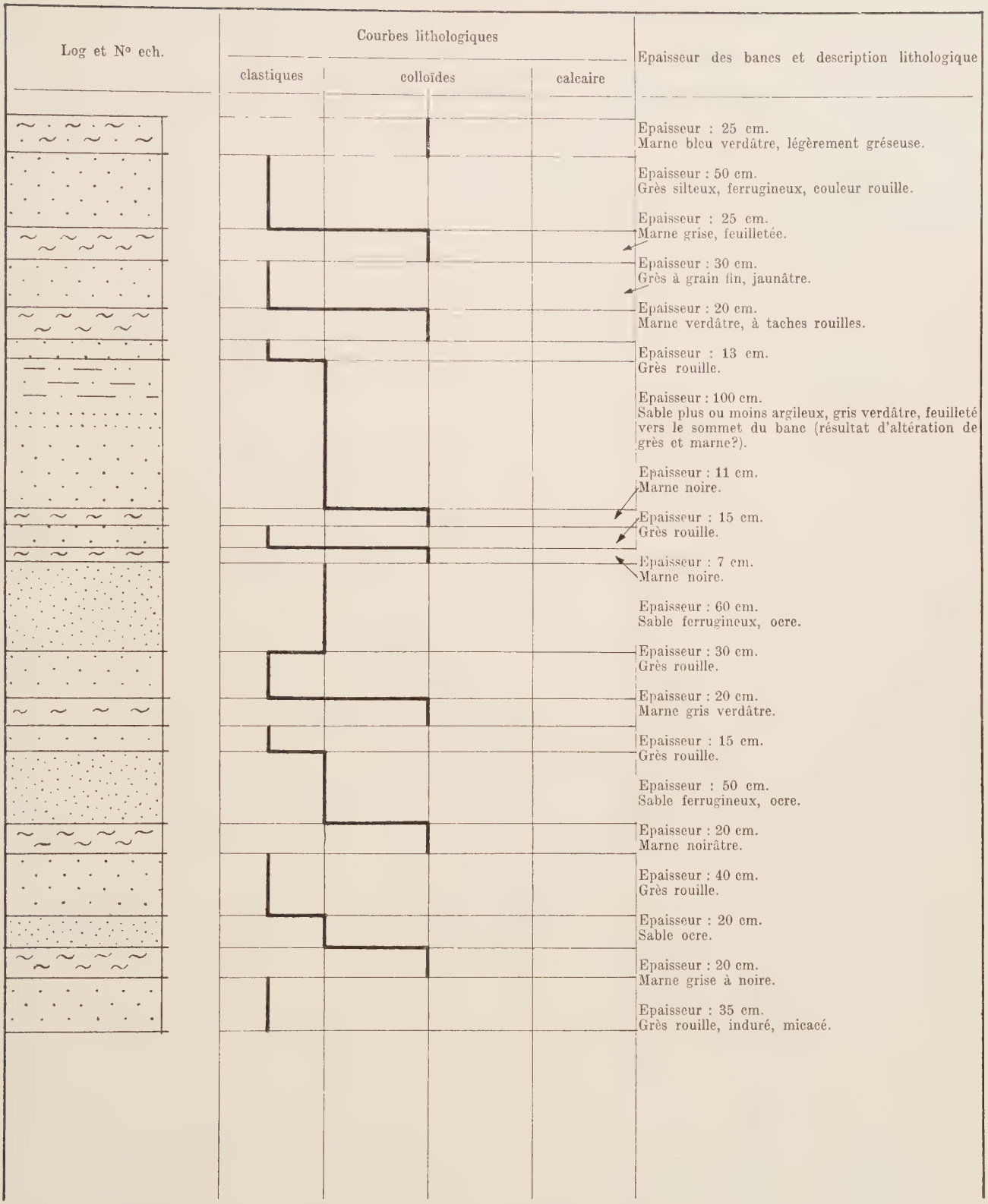


FIG. 7. — *Coupe dans le Santonien, dans les Hiès, à l'est de la maison Bareilles, au sud de la cote 327* (x : *375,630 et* y : *101,170*).

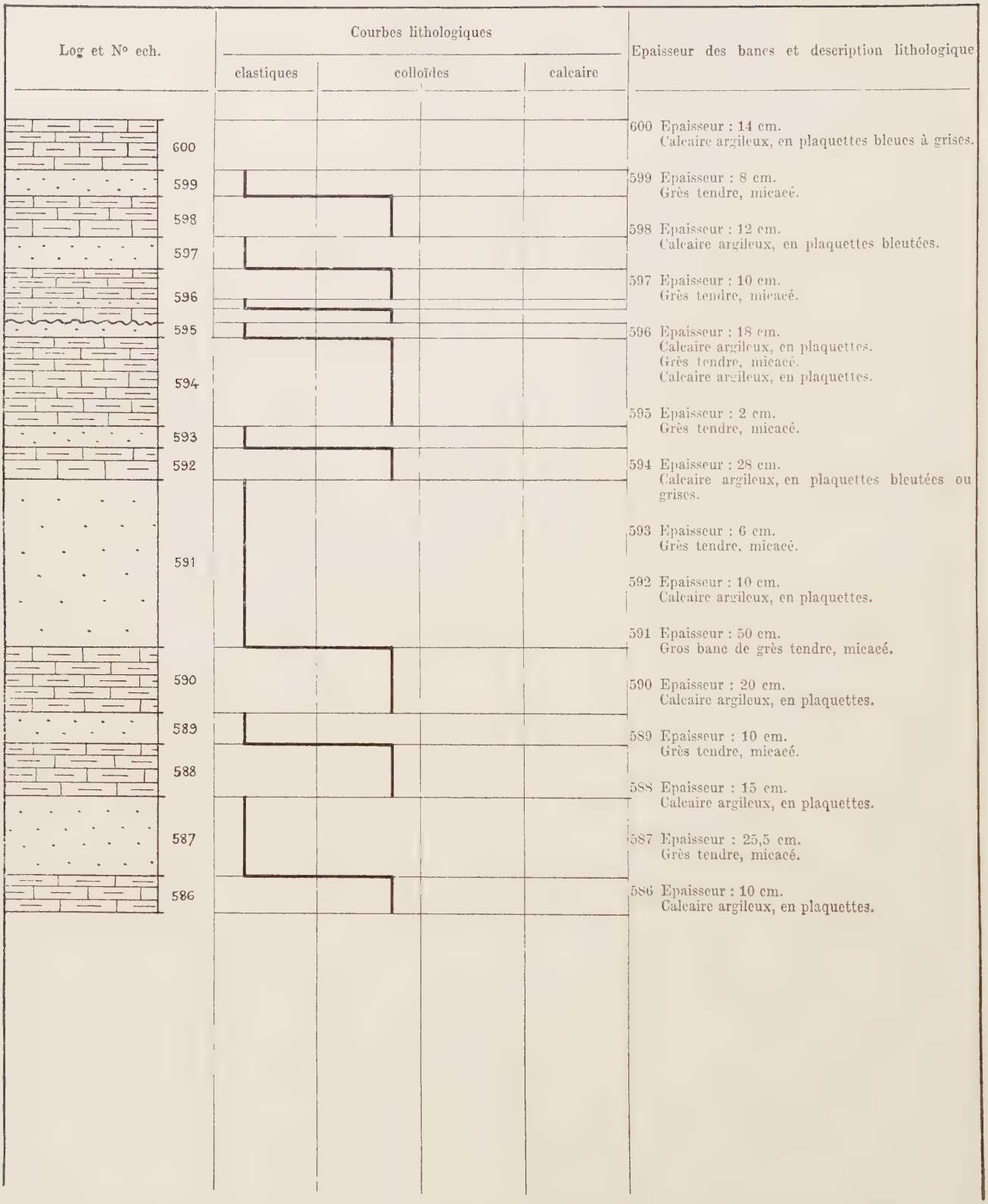


FIG. 8. — *Coupe dans le Campanien, sur la route D 34. Environs de la ferme Casaux (S. de Lasseube).*

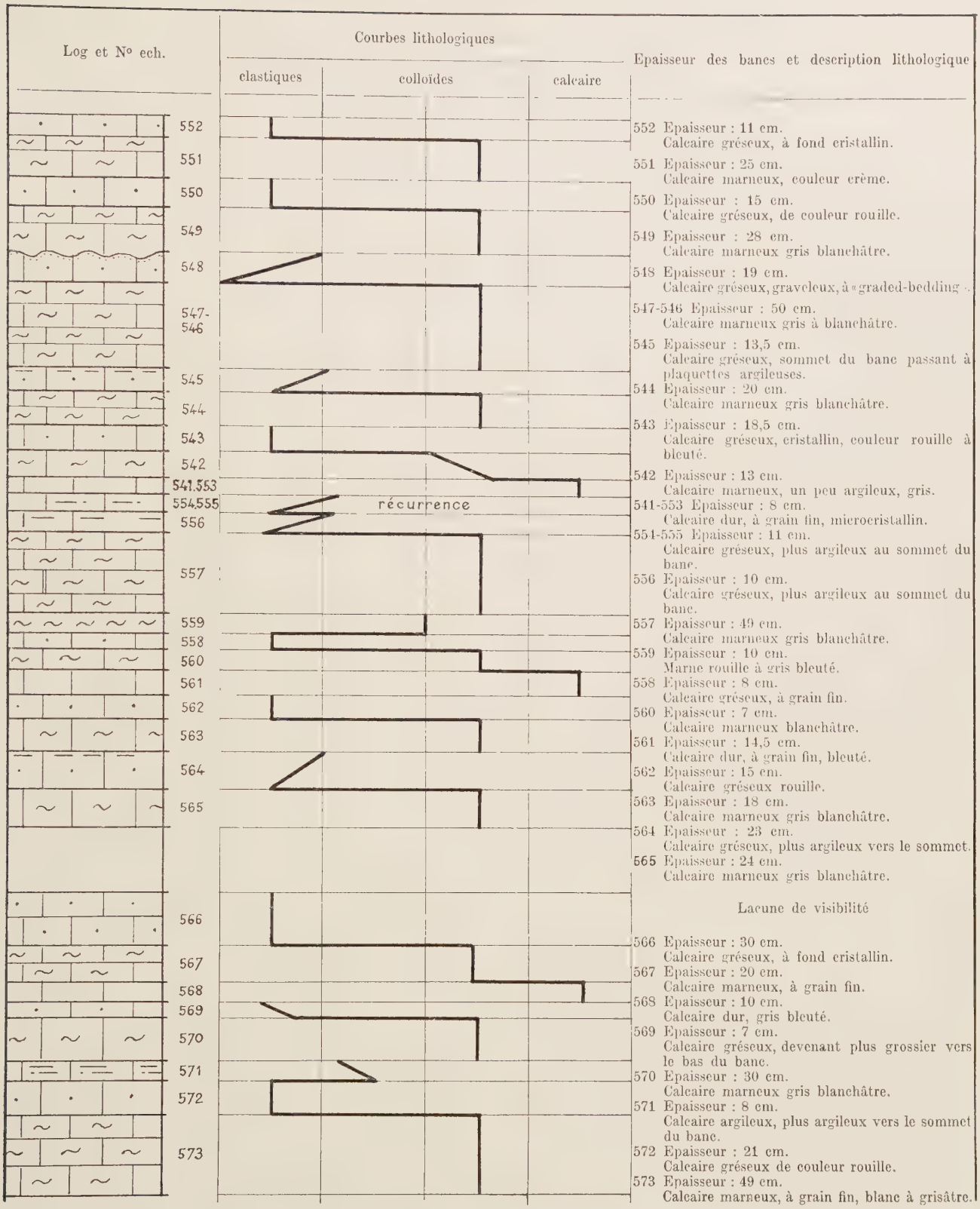


FIG. 9. — *Coupe dans le Maestrichtien, entre Cardesse et Ledeuix (D 9).*

CHAPITRE IV

SEDIMENTOLOGIE DU FLYSCH

Dans une strate du Flysch, on doit distinguer :

— Les signes-empreintes datant de l'époque de la sédimentation,

— Ceux apparus tôt après le dépôt du sédiment,

— Ceux qui ont été produits dans la roche déjà formée,

— Ceux dus à des figures d'érosion.

Il est encore possible de subdiviser en :

— Signes internes par rapport à la strate envisagée,

— Signes externes (ou superficiels) se trouvant à la surface inférieure ou à la surface supérieure (N.V. Vassoevich, 1951).

Il faut en éliminer les signes négatifs issus du sédiment précédent sous forme de moulage des inégalités de sa surface.

Les signes-empreintes sont souvent des sillons d'érosion dont l'origine est due aux courants de fond, récemment mis en évidence par G. Houot (1958). Il dit, par exemple, rendant compte de ses observations lors des plongées du F.N.R.S.3. :

« C'est tout d'abord le passage du plancton qui matérialise l'eau et que l'on voit défiler dans le faisceau des projecteurs, c'est ensuite la façon dont disparaît le petit nuage de vase soulevé par la chute de la grenaille, c'est enfin le comportement des poissons que l'on voit ne pas bouger par rapport au fond et résister au courant en agitant la queue. »

L'appareil de plongée sous-marine a déjà permis de lever un peu le voile sur la richesse de ce sol océanique. Citons la photographie d'une grosse butte, cône très régulier d'une trentaine de centimètres de haut avec un trou au sommet, construction qui ne peut qu'avoir une origine animale ; la photographie au large de Dakar, par 1 600 mètres de fond, d'une surface de vase remplie de creux et de bosses ou bien un fond méditerranéen à 1 200 mètres montrant de gros trous séparés par des quantités de petits trous. On est loin de la surface unie que l'on s'imaginait auparavant.

Carl J. Shipek (1960) a montré également les résultats d'une caméra sous-marine dans l'est du Pacifique. Les photographies publiées semblent bien montrer que des forces physiques, biologiques et chimiques sont à l'origine de la création des microreliefs à la surface des sédiments profonds. Cet auteur note, également, que les courants sur les fonds sous-marins sont plus communs qu'on ne pourrait l'imaginer.

Mais si l'on se rend compte d'une abondante vie et de mouvements sur les fonds actuels, comment expliquer que des pistes et des traces aient pu être fossilisées à l'époque du Flysch ?

Prenons un récipient et remplissons-le de vase. Si nous inclinons celle-ci, après l'avoir laissée un certain temps au repos, la surface de séparation ne se rétablit plus à l'horizontale. La boue est devenue rigide (J. Bourcart, 1941).

Une agitation qui produira un certain effort de cisaillement détruira cette rigidité et la vase va devenir à nouveau un liquide visqueux. Abandonnée au repos, elle redevient rigide et ainsi de suite ; mais toujours avec une certaine excrétion d'eau et diminution de l'indice des vides, jusqu'à ce que celui-ci atteigne sa valeur minimum. Cette curieuse propriété, la *thixotropie*, a surtout été étudiée par Freundlich (1935) — voir également E. Ackermann (1948) et B. Callame (1963).

Il n'y a pas lieu d'insister sur tout l'intérêt que présente une telle propriété pour expliquer la fossilisation quasi instantanée de traces ou de pistes, d'organes très altérables ou la formation de certains *hard-grounds*.

La thixotropie semble être une propriété essentielle des ensembles de la dimension des poudres (ou des agrégats de cette dimension).

Or, que voit-on à la surface de certains bancs schisteux :

— Des pistes, traces et empreintes, parfois d'une exceptionnelle richesse ;

— Des bourrelets d'érosion tourbillonnaire de plages, des figures de renflement et de fluxion (*flow-casts*) ;

— Des Fucoïdes, Helminthoïdes et Zoophycus ;

— Des perforations ;

— Des *ripple-marks* très rares ;

— Des surfaces bosselées de tassement différentiel (ou de sédifluxion) (J.G. de Llarena, 1954).

Ces hiéroglyphes sont donc des saillies d'aspect et d'origine différents qui apparaissent sur la surface de séparation des strates et qui sont formés de la même matière, ou presque, que celle dont est composée la strate examinée.

I. — TRACES INORGANIQUES.

A. — Action des courants.

1. — *Les sillons d'érosion* (« *flute-casts* ») (Pl. I).

Ces sillons d'érosion dont j'ai déjà parlé, ont une morphologie assez remarquable. On les a, à tort, appelés des « hiéroglyphes de coulée ». Ils apparaissent à la suite d'un mouvement rapide des eaux du fond, mouvement turbulent avec des grains de sable en suspension. Ces signes témoignent de l'existence d'une forte agitation des eaux sur les fonds et peuvent permettre de déterminer la direction du courant, évidemment dirigé face aux extrémités pointues des signes-empreintes et parallèlement aux côtés allongés des languettes.

De telles « figures de courant » sont souvent visibles dans les séries que j'ai étudiées. Les plus évidentes et les plus accessibles sont, sans doute, celles que l'on peut voir sur le bord de la route N. 134 *bis* de Rébénacq à Gan. On s'aperçoit que ces sillons d'érosion ont gardé une direction dominante pendant tout le Crétacé supérieur. On les remarquera, par exemple, au sommet du Maestrichtien, à 20 mètres au sud de la carrière Labesque (HD. 299). Ces traces, qui se sont créées sur la marne ou l'argile du fond marin, s'observent à présent en moulage sur de gros bancs de grès où ils forment des rides caractéristiques. A l'endroit de l'échantillon HD. 299, on rencontre ces figures de courant avec de nombreux restes de Fucoïdes, traces variées de vers, débris d'Inocérames, etc. Le côté obtus étant dirigé vers l'amont du courant, il semblerait que l'on soit en présence de la *trace d'un courant constant qui se dirigeait de l'est vers l'ouest.*

Remarquons que c'est surtout à partir du Cénomanien que les directions des dépôts deviennent est-ouest, venant se surajouter aux dépôts de direction armoricaine N.O.-S.E.[1].

On retrouve des « cuillerons » de courant bien individualisés et avec la même direction, un peu partout dans la région que j'ai étudiée, dans le Sénonien inférieur, par exemple au Sud de Poey, sur la surface inférieure d'un banc de grès avec des terriers de limnivores ou bien dans le Campanien à la carrière Pareil (voir p. 90).

1. Les *flute-casts* représentent seulement les traces laissées par un courant. Mais lorsqu'une direction majeure se manifeste, elle me paraît pouvoir s'identifier avec le sens des apports les plus importants.

2. — *Les « ripple-marks ».*

Ces ondulations sont assez rares dans le Flysch pyrénéen. On peut citer, cependant, quelques exemples visibles dans les bancs gréseux au sommet du Maestrichtien de la coupe de Nay ou de celle de Gan-Rébénacq.

Les *ripple-marks* sont causés par les vagues ou les courants ou bien leur combinaison dans les dépôts granuleux présentant ou non une cohésion entre les particules constituantes.

Ces traces se forment communément sur les rivages marins, mais on en a également observé à 200 mètres de profondeur et récemment C.J. Shipek (1960) en a signalé à 4 500 mètres de profondeur. Preuve supplémentaire de la présence de courants dont la vitesse est inconnue à grande profondeur (?). Dans un article récent (1961), N. Oulianoff a montré, expériences de laboratoire à l'appui, que des rides sous-marines à grande profondeur peuvent être produites par des chocs séismiques plutôt que par des courants. Il semblerait, en effet, que le dynamisme des vibrations qui affectent sans interruption la croûte terrestre puisse être pris en considération comme facteur éventuel réalisant les *ripple-marks,* en particulier dans les conditions du milieu où les facteurs reconnus classiques (vagues et courants) sont pratiquement incapables de produire des manifestations qu'on attend de leur part.

Pour examiner les effets des vibrations sur les matériaux meubles, N. Oulianoff eut recours à l'expérimentation. Il utilisa trois espèces de vibreurs : électrique, pneumatique, mécanique. Or, toutes les combinaisons de vibration produisaient des froissements de la surface des sédiments. Les champs de véritables *ripple-marks* apparaissaient dès l'intervention nette de la vibration horizontale.

L'auteur distingue alors deux groupes :

1° Les chocs séismiques dirigés horizontalement produisent des *ripple-marks* à flancs asymétriques.

2° Les chocs séismiques à vecteur incliné par rapport au fond des sédiments réalisent des *ripple-marks* à flancs symétriques.

Or, on sait que des vibrations d'origines séismiques et d'intensités diverses ébranlent effectivement et fréquemment la croûte terrestre.

3. — « *Graded-bedding* » (*granoclassement des sédiments*).

On rencontre quelquefois un type particulier de sédimentation dont le matériel grossier constitue le niveau de base. On trouve ensuite des sédiments de même nature graduellement plus fins. La taille de la fraction grossière est très variable.

Cette sédimentation ne serait pas le résultat d'un courant normal ? Un courant assez fort pour transporter des particules grossières devrait également avoir érodé les grains les plus fins de la partie supérieure du lit précédent et formé des *ripple-marks* à sa surface (?). Or, beaucoup de niveaux à *graded-bedding* couvrent un ancien horizon granoclassé sans qu'aucun signe d'érosion ou de *ripple-marks* ne se montre au contact (Ph.H. KUENEN, 1960).

C'est pourquoi certains auteurs les expliquent par les « courants de turbidité ». Des dépôts sableux et argileux non cimentés s'accumulent au bord de la plate-forme continentale. Sous l'action des séismes ou parce que la limite d'adhérence de ces dépôts est atteinte, il se produit dans leur masse et contre le talus continental de vastes glissements qui provoquent des courants turbulents, brassant une énorme masse de particules.

Ces « courants de turbidité » obéissent à la gravité, même si la pente devient très faible ? Ils peuvent, ainsi, porter un nuage de matériaux en suspension aux points les plus bas d'un bassin. Ces matériaux se décantent tout en s'écoulant en fonction de leur vitesse et du poids de leurs grains de tailles diverses (Ph.H. KUENEN, etc., 1957).

En fait, « tout courant chargé de sédiments en suspension est doué d'une certaine densité qui l'obligera, s'il se déplace dans l'eau, à se tenir à une profondeur qui dépendra des densités relatives du milieu : il flottera en surface, se faufilera entre deux eaux ou s'écoulera sur le fond » (J.Ph. MANGIN, 1964).

Le Bathyscaphe a permis à L. DANGEARD (1960) d'observer un phénomène de ce genre. Il dit par exemple :

« En touchant le fond, la sphère soulève des nuages de vase qui se développent en « chou-fleur ». Les plus légers gonflent et nous entourent complètement. Quand la visibilité revient, on aperçoit des nuages plus denses qui progressent sur la pente et dont l'aspect rappelle celui des « nuées ardentes », de la base des nuages denses partent des coulées qui tracent sur le fond des sillons ou des stries parallèles. »

En somme, les dépôts granoclassés pourraient être également « le résultat banal et facile à observer du dépôt d'un courant chargé normal » (J.Ph. MANGIN, 1964). Un article récent (G.D. KLEIN, 1964) ne propose pas moins de neuf origines différentes pour ce granoclassement vertical.

Quoi qu'il en soit, je trouve de nombreux exemples de ce genre de sédimentation dans les niveaux que j'ai étudiés. C'est, par exemple, un lit de calcaire gréseux à Orbitoïdes, Rotaliidés, spicules de Spongiaires dans le Maestrichtien au sud de Cardesse (voir coupe *fig.* 32). L'échantillon RD. 548 (*a* et *b*) est un calcaire microbréchique prélevé à la base d'un banc. Les gros éléments qu'on y observe, ont une taille qui diminue en montant. Les grains de quartz, certains arrondis et usés, sont isométriques parallèlement à la strate et granocroissants verticalement.

Citons encore un grès à ciment calcaréo-argileux (HD. 95) au sud de Nay (Moulin de Batan) dans le Maestrichtien. Ce banc contient des Orbitoïdes, Rotaliidés, Algues, ainsi que des débris variés dont la taille décroît de la base au sommet. Ce grès montre des quartz qui ne sont pas tous anguleux, plus ou moins corrodés probablement, dont la taille varie de 2 mm à 0,4 mm. La roche qui contient de 50 à 60 % de quartz passe, au sommet, à un lit de plus en plus argileux.

B. — INFLUENCE DE LA GRAVITÉ.

1. — « *Slumping* » (*figures d'éboulement*).

C'est un type de transport de sédiments où la gravité est l'agent principal. Les particules ne sont pas portées par un courant mais roulent ou glissent sur une pente. D'après les auteurs (W.H. TWENHOFEL, 1950, par exemple), il semblerait que l'inclinaison de la pente n'ait pas besoin d'être forte pour que la vase ou autres sédiments non consolidés se mettent à glisser. On cite même des glissements subhorizontaux (M. GULINCK, 1948 ; P. MACAR, 1948).

Appelés : glissements sous-aquatiques ; glissements intraformationnels ; déformations syngénétiques ; pseudoplissements ; ces phénomènes ont souvent été décrits dans la littérature. Citons M. GULINCK (1948), P. MACAR (1948), R. SCHROCK (1948), Ph.H. KUENEN (1960), M. GRANGEON (1960), parmi tant d'autres.

Au cours du glissement, le sédiment se plisse, se déforme, pouvant s'effriter même en fragments qui se culbutent les uns sur les autres. L'amplitude de ces mouvements est très variable, mais peut à l'extrême mimer les déformations tectoniques. Seul, le fait qu'ils soient le plus souvent encadrés par des bancs à stratification régulière permet d'éviter cette confusion.

Il est évident que si le phénomène affecte des lits sédimentaires peu après leur dépôt, le sédiment doit déjà présenter une certaine cohésion et une certaine tenue d'ensemble. Il peut s'agir d'un sol argileux humide, mais compact, dont la diagénèse est commencée. Ce ne peut être, en effet, la mince couche superficielle de vase molle, légère et prête à se soulever en nuages au moindre choc qui peut présenter des phénomènes de *slumping*, au sens envisagé du terme.

PLANCHE I.

Route de Gan-Rébénacq. 50 mètres au sud de la carrière Labesque. Figures de courant (flute-casts) *dans le Flysch maestrichtien.*

Les traces de ces glissements sont assez *rarement* visibles dans la région étudiée. A moins qu'ils soient à une échelle telle que je n'ai pu les remarquer, ce qui témoignerait en somme de l'existence d'une pente assez raide au moment de la sédimentation ? J'en ai pourtant remarqué un résultat qui me paraît difficile à mettre en doute sur la route D. 126, à l'entrée d'Arthez-d'Asson. Entre deux bancs parallèles de Cénomanien gréseux, il y a un plissement de grande envergure auquel on ne peut guère donner une autre explication. On commence à en voir plus fréquemment au Maestrichtien, peut-être justement parce que la fosse se comblant, les pentes étant plus douces, le *slumping* devient alors un phénomène à notre échelle ?

2. — *Réoglyphes.*

Les *signes de coulée* du Flysch (ou Réoglyphes) présentent en coupe transversale de petits plis abrupts ou renversés souvent de deux côtés. Ils rappellent beaucoup les écoulements d'une substance visqueuse ou d'un liquide très épais qui se solidifie. Ce sont en somme des coulées de boue, sorte de nappes miniatures, qui ont glissé sur une déclivité.

Longitudinalement ils sont linguiformes, les parties synclinales sont généralement plus nettes que les parties anticlinales. Toutes les extrémités de languettes sont orientées dans le même sens, dans celui du mouvement de la masse de sédiment.

3. — « *Slump-balls* ».

Au carrefour de la D. 23 qui va de Sauveterre à l'Hospital-d'Orion et de la route qui va à l'église d'Orriule, s'ouvre une ancienne marnière dont l'exploitation est à présent suspendue. Les coordonnées approximatives en sont : x = 340,930 et y = 127,845.

Cette petite carrière maestrichtienne, un peu en dehors de ma carte, montre une alternance de gros bancs de marne d'une teinte vert clair, un peu délavé à l'affleurement et d'un vert plus sombre, moins altéré, en profondeur, avec de petits lits de grès fin d'une couleur superficielle rouille, un peu bleuté à la cassure. Les bancs de marne atteignent 40 à 50 centimètres, les lits gréseux sont épais de 2 à 3 centimètres environ. La direction de l'ensemble est E.-S.-E. et le pendage de 40° N. en moyenne.

Or, la marne verdâtre montre, englobés en son sein, des galets arrondis de calcaire argileux plus indurés que le contexte. Il s'agit de galets de marne roulés sur une pente. Ph.H. Kuenen (1950, p. 242, *fig.* 113) signale le même phénomène sous le nom de *slump-balls*. Il en existe là de toutes tailles, depuis une longueur de 25 centimètres environ à 1 ou 2 centimètres. Certains sont allongés avec une forme de fuseau (*fig.* 10 - 1). Un peu à la manière d'une bombe volcanique, si l'on peut avancer cette comparaison. D'autres sont arrondis comme une pièce de monnaie ou en forme de coquilles d'huîtres (*fig.* 10 - 2). Tous ces galets présentent, plus ou moins, un enroulement. La marne encore meuble a dévalé sur une pente et s'est transformée en boule. Le déplacement a probablement suffi pour modifier légèrement le sédiment par rapport à son contexte resté en place. Il a subi un tassement, une concentration, qui lui a fait exsuder une partie de son eau et provoqué une induration de sa substance (thixotropie).

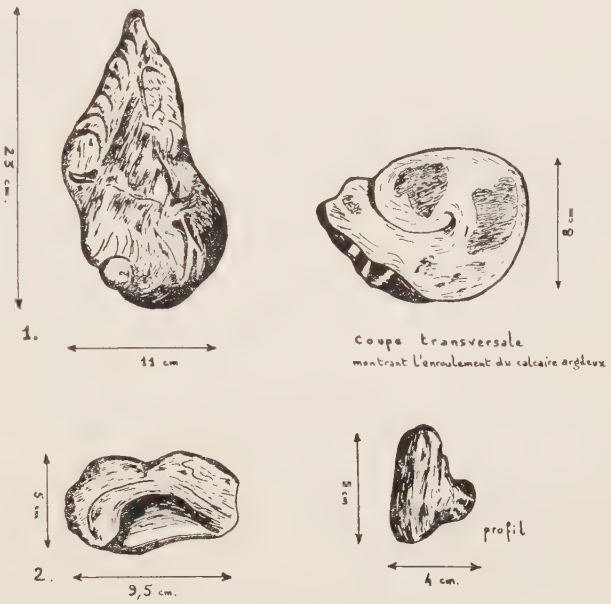


Fig. 10. — *Deux typiques « Slump-balls » de calcaire argileux gris-verdâtre, trouvés dans les « Marnes de Nay » (Maestrichtien supérieur), route de l'Hospital-d'Orion.* (Coord. approxim. : x = 340.930, y = 127,845).
Cf. Marine Geology, Ph. H. Kuenen, 1950, p. 242, *fig.* 113.

La même carrière montre également des plaquettes de calcaire argileux induré avec des traces de reptation, des pistes de vers, etc., au sein de la marne verte. Il est probable que ces croûtes, déjà un peu solidifiées, se sont craquelées et ont suivi la même pente que les *slump-balls*. Je signale pour mémoire que ce même gisement m'a livré, avec des Spirophytons, quelques beaux spécimens d'Echinodermes.

Je pense que, dans certains cas, les *septarias* que je rencontre dans l'Albien terminal, peuvent être des manifestations du même genre (voir p. 47).

PLANCHE II

AY.294 (× 18). Coupe de Nay. Marne indurée, fissurée, à « galets mous ». Maestrichtien (« Marnes de Nay ».

4. — *Galets mous.*

Il s'agit d'une variation, en plus petit, des *slumpballs*. On en rencontre durant tout le Crétacé supérieur.

Au sommet du Maestrichtien supérieur de la coupe de Nay, l'échantillon AY. 294 (voir photo, Pl. II) est une marne indurée riche en « galets mous ». Cette marne renferme une abondante microfaune, de nombreuses Globotruncana (*G. stuarti, contusa, mayaroensis*) ainsi que des nodules constitués par un calcaire argileux, cryptocristallin, à *Pithonella*. La roche contient en outre des fissures de retrait soulignées par de l'oxyde de fer.

Dans la coupe de Cardesse, l'échantillon RD. 562 montre également le même phénomène. Il s'agit d'un calcaire gréseux couleur rouille, à gros spicules de Spongiaires, prismes d'Inocérames, petits Foraminifères divers. Il présente macroscopiquement, à sa surface, des pastilles plus argileuses noires de 1 à 2 centimètres environ.

Nous voyons qu'il est très fréquent de rencontrer dans les sédiments calcaires ou gréseux, ces petits éléments généralement de calcaire argileux que l'on appelle « galets mous ».

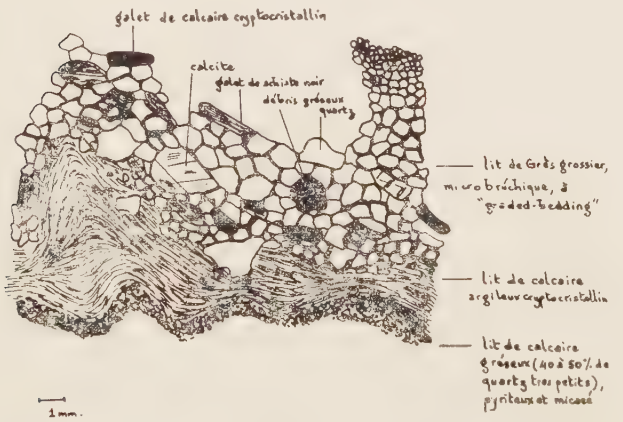


Fig. 11. — HD. 411, Ruisseau de Nécorre, Cénomanien. *Exemple de contacts ondulés entre strates.* Le calcaire argileux sous la pression du sable, a pénétré en fines digitations à l'intérieur de ce dernier.

Le même phénomène se produit encore actuellement. L. Dangeard (1960) dans ses observations faites en Bathyscaphe des glissements de vase sous-marine, dit par exemple :

« Quant aux grumeaux de vase plus compacts, ils dévalent parfois sur la pente en creusant des gouttières. Leur incorporation dans la vase fraîchement déposée donnerait une brèche analogue à certaines brèches sédimentaires monogéniques accompagnant les couches du Flysch. »

Je pense que l'origine d'une partie au moins de ces « galets mous » peut provenir de l'incorporation accidentelle, par glissement, de « grumeaux de vase plus compacte » dans une vase fraîchement déposée. L'aspect écrasé de ces nodules étant dû, par la suite, à la compaction exercée par les sédiments sus-jacents, au cours de la diagénèse.

On peut également penser à une autre origine. C'est-à-dire l'érosion d'un lit calcaire argileux par un courant qui roule en galets les produits de sa destruction, avant de les déposer dans une couche de vase meuble (P. Charitat, 1961). Cette solution a rarement été observée sur les fonds actuels. Un courant assez fort pour éroder un lit de calcaire argileux, doit pouvoir dissoudre entièrement ces pastilles peu indurées. Toutefois, M[lle] A. Rouvillois m'a signalé l'existence dans le chenal sableux de la Rance, de galets de vase *aplatis*, arrachés à la « slikke » qui borde les berges.

C. — Action de la pression.

1. — *Contact entre strates.*

La limite entre un banc de grès et de calcaire argileux peut être rectiligne. Elle est parfois aussi ondulée avec un diasthème ou bien un remplissage du niveau suivant dans le sédiment précédent. Des animaux fouisseurs ont pu y creuser leurs galeries.

Mais lorsque la surface de séparation est tourmentée, il peut s'agir d'un autre cas de sédimentation. La figure 11, montre la reproduction de mes observations microscopiques sur l'échantillon HD. 411. Un lit de calcaire argileux sous la pression du sable plus ou moins grossièrement classé, a pénétré, sorte de petit diapir (M. Grangeon, 1960), à l'intérieur de ce dernier lors de son dépôt (*load-casts*).

2. — *Microfailles de tassement.*

On observe parfois de légers décrochements décalant les lits entre eux de quelques millimètres, voire quelques centimètres et s'amortissant rapidement. Ces décrochements sont pénécontemporains de la sédimentation et n'ont pas forcément une origine tectonique. Ils sont dus, simplement, au tassement différentiel des couches sous-jacentes.

De bons exemples de ce cas s'observent dans la marnière qui s'ouvre au sud de Géronce. Quand on arrive d'Oloron, il faut emprunter la troisième route à gauche dans le village de Géronce, traverser le Joos et suivre le chemin qui passe à gauche de l'église. Cette carrière de Cénomanien très supérieur montre (voir p. 151) une alternance de calcaire argileux blanc à crème, assez induré et de marne grise à Rotalipores plus ou moins plaquetée. Ces niveaux présentent des plissottements curieux (*slumping* probable) simulant des structures monoclinales, synclinales ou anti-

clinales avec de petits décrochements, microfailles de 10 centimètres, qui s'amortissent rapidement (voir Pl. III, 1 et 2).

II. — TRACES D'ACTIVITES ANIMALES.

Les signes-empreintes en creux, formés par les cadavres des animaux, sont rares dans le Flysch. Par contre, les signes de déplacements des organismes se trouvent bien plus souvent.

1. — *Rhizocorallium.*

On remarque parfois des empreintes, sortes de boudins en relief ; la forme dominante est du type d'un fer à cheval ou d'un U à branches très allongées. Les grandes empreintes sont accompagnées par de nombreuses petites vermiculations plus ou moins arquées.

Th. Fuchs (1895) décrit sous le nom de *Rhizocorallium jenense* Zenker, ces traces qui, d'après lui, ont été attribuées à tort à des algues et qui ne résultent en définitive que du creusement de terriers par des animaux.

F. Ellenberger (1958) donne l'explication suivante : « Le boudin en U, déchaussé par lavage de la vase encaissante, correspond au tube horizontal (Rhizocorallium) d'un organisme vermiforme dont les stades d'accroissements sont enregistrés par des arceaux avec traînées de petits bâtonnets (spicules d'Alcyonaires) dévorés par les vers ? »

Le Bathyscaphe permet désormais d'observer des exemples très semblables sur les sols marins actuels. L. Dangeard (1960) décrit le fond comme étant gris blanchâtre parsemé de « terriers » de grands diamètres et de perforations plus petites. Quant à G. Botteron (1961), il a observé que ces cavernes (ou terriers) se présentent sous la forme de petits monticules percés sur le côté d'un trou devant lequel sont accumulés des déblais étalés en cercles concentriques. Or, il s'est avéré que certains de ces trous étaient habités par des vers.

2. — *Fucoïdes.*

Les Fucoïdes sont les traces les plus fréquemment rencontrées dans le Flysch pyrénéen. Leur fréquence peut être due à la dominance carbonatée de la région étudiée. D'après A. Lombard (1956), les *Helminthoïdes et les Fucoïdes sont liés à une certaine proportion de calcaire dans l'argile.*

On les rencontre durant tout le Crétacé supérieur, mais ils sont peut être plus communs à partir du Sénonien inférieur (voir Pl. V, 4).

L'ancien genre *Fucoïdes* Brongniart (1822), repris par Sternberg, a été subdivisé ensuite par chacun des auteurs, puis modifié par De Saporta, Fischer-Ooster, en une pluralité de genres et de sous-genres.

Les termes les plus usités sont *Chondrites* Sternberg 1833, *Gigartinites* Brongniart, *Phycopsis* Fischer-Ooster, *Palaeochondrites, Mesochondrites, Neochondrites* De Saporta, etc.

On désignait par ces genres, un groupe de fossiles phytogènes que l'on rapportait à des algues dichotomes, morphologiquement voisines de Fucus. Par la suite, le terme prit des sens divers et a perdu de toute façon sa valeur générique. Il n'est plus employé actuellement que comme nom commun (Lessertisseur, 1955).

On a souvent essayé de deviner les causes de cette ressemblance végétale ; Richter (1928) a été le premier à donner une explication du phénomène. Il a étudié en détail tous les cas connus de « taxies » et de « tropismes » des fossiles (et des animaux actuels en particulier). Il a ainsi pu démontrer que les particularités de la forme des Fucoïdes étaient dues au mode de vie de vers limnivores, ainsi qu'aux phénomènes de thigmo- et de phobotaxie.

Un sens déterminé d'irritation, la « crainte » du contact propre aux Annélides, explique probablement pourquoi des rameaux qui ne se touchent pas, ne se recoupent pas. Les passages des vers sont parallèles ou bien se terminent sans toucher une autre trace. Les cas d'intersections de trajet ne sont qu'apparents. En réalité, l'un des passages est toujours placé au-dessus ou au-dessous d'un autre et en est séparé par une strate de sédiment qui était plus épaisse lorsque la vase était imprégnée d'eau (Vassoevich, 1951).

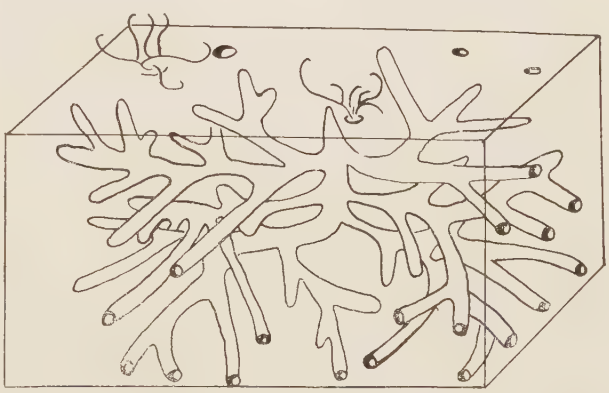


Fig. 12. — Reconstitution dans l'espace de *Chondrites furcatus* Sternberg, d'après RICHTER, modifiée par TAUBER (1949).

Comme l'a noté Richter (1928), l'origine animale des Fucoïdes est également prouvée par la constance de la largeur du diamètre des « branches » ou de passages des vers limnivores.

On trouve des cas fréquents où les Fucoïdes se présentent en creux dans la roche (voir Pl. IV) ou montrent une orientation perpendiculaire ou oblique

à la sédimentation. RICHTER (1931) a tenté une figuration spatiale de « *Chondrites furcatus* STERNBERG ». Le mode de sédimentation obligeait le ver à élever petit à petit le niveau de son terrier. C'est pourquoi, à partir d'un tube central, il construisait un second système. Pour des raisons phobotaxiques, il prenait la direction horizontale et creusait de part et d'autre alternativement (voir schéma *fig.* 12).

Lorsque l'on observe ces traces à la binoculaire avec un éclairage indirect, on s'aperçoit qu'il n'y a pas dichotomie, mais alternance des « rameaux » le long d'un tronc principal. De plus, on retrouve la même empreinte d'une pellicule de sédiment à l'autre, ce qui laisse envisager la présence d'un certain volume disparu par compaction. *Un débris végétal ne pourrait être aplati que dans un seul feuillet.* Les traces qui apparemment se croisent, ne se touchent pas et on trouve la continuation au niveau inférieur. La sédimentation est donc antérieure à ces pistes.

Examinés au microscope, les Fucoïdes montrent une accumulation de particules amorphes, mêlées à des éléments argileux ou quartzeux (voir Pl. III, 3). La plupart des anciens auteurs (MAILLARD, 1887 ; ROTHPLETZ, 1897 ; GUMBEL, 1897) crurent y reconnaître des particules charbonneuses. L'analyse montre que le charbon n'existe qu'à l'état de traces infimes. La substance noire des Fucoïdes n'est pas du charbon, mais du sulfure de fer (LESSERTISSEUR, 1955). Il se peut que le changement de nature du sédiment où est passé le ver soit dû à l'animal lui-même, à moins qu'il ne s'agisse encore d'une variation par perte d'une partie de l'eau.

Les vers limnivores actuels sont des animaux très peu exigeants, surtout en ce qui concerne l'aération. On peut en déduire, peut-être, qu'il existait au moment de la sédimentation du Flysch des conditions de stagnation que seuls les vers limnivores pouvaient supporter ? D'autre part, si les conditions étaient favorables au développement des vers, elles étaient également propices à la fossilisation contrastée de leurs traces. Malheureusement, les vers n'indiquent pas d'une manière précise la bathymétrie du bassin, car ils peuvent peupler des profondeurs très différentes.

Il est possible que sous le terme général de Fucoïdes, on englobe plusieurs sortes de traces dont l'origine n'est pas forcément identique.

Certains de ces Fucoïdes présentent un dessin très fin, grêle et artistement dentelé, d'autres sont grossiers, épais, sans élégance ; tous les intermédiaires existent entre ces deux extrêmes. La couleur même peut varier de blanc-jaunâtre sur un fond de roche noire à bleu-noir ou noir dans un niveau grisâtre.

Enfin, il me semble difficile d'expliquer comment des spicules de Spongiaires dans un calcaire argileux peuvent traverser perpendiculairement, sans être dérangés, la trace ferrugineuse d'un Fucoïde (échantillon HD. 298). On est obligé de penser à nouveau, dans ce cas, à des restes pouvant être d'origine végétale ? A moins qu'il ne faille accepter les conclusions de A.F. TAUBER (1949) qui pense que les auteurs de ces traces étaient des organismes sessiles ou semi-sessiles, mais non des limnivores.

3. — *Helminthoïdes* (voir Pl. III, 4).

En dehors des Fucoïdes, on observe aussi quelquefois des pistes « serpentines » ou « sinusoïdales » qui ont été nommées « méandres libres » par RICHTER (1928). Elles sont déterminées, d'après lui, par un rythme interne provenant de la structure du corps et de son mode d'ondulation. Il s'agit des *Helminthoïdes* (*Helminthoïdes* HEER, 1876) qui s'appliquent à des traces concernant également et principalement le Flysch, présentant une certaine proportion de calcaire dans l'argile [1].

Ce sont des pistes d'animaux vermiformes phobotaxiques. RICHTER (1928) a parlé de paléopsychologie à leur sujet. Il existe tous les intermédiaires entre le parcours irrégulier et le parcours méandriforme. Ces organismes obéissaient alternativement aux réactions thigmotaxiques et homostrophiques. Les pistes sont formées d'arcs récurrents longs et serrés, le sillon qu'elles forment (lisse, costulé ou même folié) est de profondeur constante, souvent à arête vive.

Après avoir parcouru une certaine distance, généralement suivant un arc simple à faible courbure, la piste revient brusquement sur elle-même parallèlement à l'arc précédent. L'écartement des arcs est faible et reste constant sur de grandes surfaces. Il semble que les réflexes expliquant la structure particulière des *Helminthoïdes*, correspondent à un principe d'économie ou d'utilisation maximum de la surface.

L'hypothèse formulée par RICHTER (1928) n'est peut-être pas parfaite, elle a le mérite d'expliquer ce que l'on observe. Ces pistes sont probablement des tra-

1. Dans l'Ubaye et l'Embrunais, des montagnes entières sont constituées par un Flysch formé de bancs réguliers de calcschistes, parfois finement gréseux, séparés par des lits schisteux et à la surface desquels se dessinent des empreintes d'*Helminthoïdes labyrinthica*. Cette formation est communément appelée « Flysch à Helminthoïdes ».

PLANCHE III

1. — *Carrière de Géronce. Microfaille dans la marne du Cénomanien supérieur. Photographie prise à 2,50 m.*

2. — *Carrière de Géronce. Microfaille dans la marne du Cénomanien supérieur. Photographie prise à 3 50 m.*

3. — *Nay 102 (Junk-basket n° 1). 643,60 - 644,20 m. Trace de Fucoïde (× 42) dans un calcaire argileux, cryptocristallin, du Santonien.*

4. — *Carrière du Pont-Labau.* Helminthoïde *sur la surface d'un banc calcaire maestrichtien.*

1

2

3

4

jets superficiels de pâture d'un animal dont la nature est inconnue (gastéropodes, vers, etc.). Relativement rares dans le Flysch pyrénéen, on peut en découvrir quelques-unes à la carrière du pont Labau (voir Pl. III), dans le Maestrichtien supérieur de la coupe Gan-Rébénacq et à la carrière Pareil dans le Campanien terminal.

4. — *Spirophytons.*

Le genre *Zoophycus* MASSALONGO (1851) englobe plusieurs termes : *Alectorurus* SCHIMPER, 1852, *Taonurus* FISCHER-OOSTER, 1858, *Spirophyton* HALL 1863, *Physophycus* SCHIMPER 1869, *Cancellophycus* DE SAPORTA 1873, *Glossophycus* DE SAPORTA et MARION 1881, ainsi que quelques *Vexillum* ROUAULT 1850. Tous ces termes désignent des formes très voisines ou synonymes qui ne peuvent souvent être distinguées que par des considérations stratigraphiques. Ce genre est, en effet, connu du Silurien jusqu'au Pliocène (LESSERTISSEUR, 1955).

Les Spirophytons que je connais dans le Flysch nord-pyrénéen sont localisés dans le niveau de calcaire argileux du Maestrichtien supérieur (« Marnes de Nay »). Je peux en citer quelques rares gisements dans la région que j'ai étudiée : par exemple derrière la gendarmerie de Nay, à la carrière Labesque (route Gan-Rébénacq), à la marnière de l'Hospital-d'Orion. Ce sont des formes ayant plus ou moins l'aspect de cornets, pouvant se plisser diversement, avec parfois de fines ornementations.

Ces traces se présentent comme des algues à frondes minces, larges, à nervures arquées s'enroulant en courte spirale autour d'un axe étroit et devenant de plus en plus large à mesure que la spire s'élève.

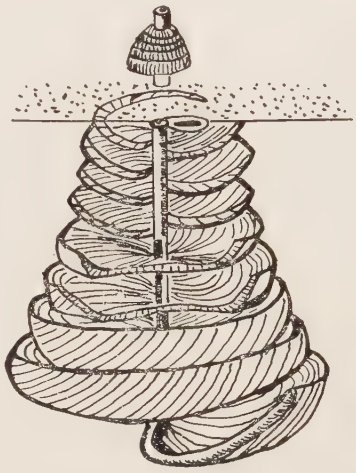
Des rides falsciformes épaisses ornent souvent la surface du limbe, lequel est parfois recouvert d'une fine réticulation plus ou moins régulière. Les plus grands échantillons atteignent 40 centimètres.

Les exemplaires en plein relief sont souvent très aplatis par la compaction des sédiments. Mais des empreintes en creux, certains dans des nodules (J. de LAPPARENT, 1918), montrent que la forme originelle se rapproche d'une hélicoïde (voir Pl. V).

L'interprétation de ces traces comme étant d'origine végétale est la plus fréquente. Pour certains, il doit s'agir de terriers d'habitation d'Annélides. C'est Th. FUCHS (1895) qui formula, le premier, cette hypothèse. Il pensait que les Spirophytons étaient originellement des cavités creusées en spirales. On serait en présence du terrier d'un Annélide sessile dont les parois sont cimentées par du mucus et sans doute consolidées d'éléments empruntés au sédiment ambiant. Dans cette interprétation plusieurs points sont encore obscurs au sujet de ces traces. La liaison du limbe avec l'ourlet et la signification de la réticulation à la surface de ce limbe par exemple.

Bien que cette attribution soit vivement controversée, G. LUCAS (1938) rapporte ces empreintes « en coup de balai » à des restes d'Alcyonaires de la famille des *Renillidae* KOLLIKER. Ce sont des animaux toujours fixés, sans endosquelette, avec un rachis étalé en forme de fronde réniforme.

Dans le *Traité de paléontologie* de J. PIVETEAU (t. I, 1952), on lit ainsi (p. 414-415), sous la plume de J. ALLOITEAU :



Spirophyton. Reconstitution, d'après P. ANTUN (1950).

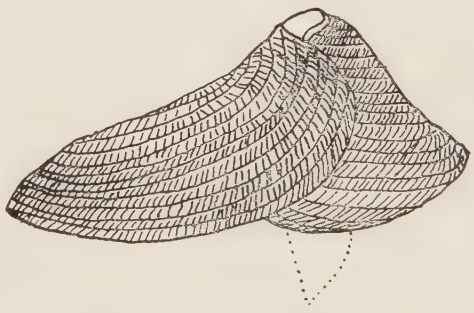


FIG. 13. — *Cancellophycus*. Reconstitution d'un individu en position physiologique ; à la base, en pointillé, pied vésiculeux supposé. Réduction sept fois environ. D'après M. G. LUCAS.

« Les Cancellophycus vrais se présentent comme une large lame onduleuse, spiralée, en « queue de coq » munie ou non de lames accessoires. La spirale, parfois très lâche, peut compter plusieurs tours. Le tout est généralement aplati. Chaque lame est formée par la juxtaposition de tigelles très plates, larges de quelques millimètres, en forme de gout-

---

PLANCHE IV

Dalle de calcaire dur, bleuté. Coniacien du Sud d'Asson, talus de la voie ferrée Ferrières-Coarraze.

Traces de Fucoïdes, certaines en creux *dans la roche et montrant de fines cannelures. Grandeur nature.*

tière, emboîtées les unes dans les autres. Ces tigelles sont réunies par des trabécules obliques qui impriment à ces organismes leur structure réticulée classique. Les mailles du réseau, losangiformes, ont des dimensions variables avec les espèces (de quelques millimètres à plus d'un centimètre). Les tigelles sont arquées et donnent ainsi aux empreintes l'allure du « coup de balai » ou de « queue de coq » qui a valu leur nom à certaines espèces. On a pu, sur des préparations en plaques minces, observer dans l'épaisseur des tigelles, de fines aiguilles de calcite de 15 à 40 μ de diamètre pour une longueur d'environ 1 millimètre. Des sections trifoliées ont pu être considérées comme des coupes transversales de ces aiguilles qui, dans ces conditions, paraissent identiques aux spicules des Alcyonaires et en particulier des Pennatulidae. Il existe une ressemblance morphologique entre les *Cancellophycus* et les Pennatulidés de la famille des Renillidae. Chez ces derniers, la forme spiralée est moins accusée. Le dessin réticulé apparaît à la face inférieure de certaines *Renilla* actuelles, aussi est-il permis de penser que, tigelles et trabécules, ne représentent peut-être que les parois séparant les polypes, ce qui expliquerait la présence de spicules dans leur épaisseur. Les *Cancellophycus*, comme les autres Pennatulidés, étaient sans doute portés sur un pied musculeux et vésiculeux qui, par absence de spicules, n'aurait jamais laissé de traces au cours de la fossilisation.

» Si le genre actuel *Renilla* est localisé près de la zone de balancement des marées, les Pennatulidés caractérisent généralement des fonds vaseux, la même espèce pouvant avoir une large répartition bathymétrique, tel fut sans doute le cas des *Cancellophycus*, fossiles connus aussi bien dans les faciès vaseux des zones épicontinentales que dans les régions alpines. »

Pour terminer cet inventaire, je mentionnerai que M. Buchstein (1964) signale dans le Maestrichtien de Gan, sous les bancs calcaires, des pistes très fines, très contournées, vermiculaires, ou filiformes. Certaines sont constituées d'un sillon encadré de deux crêtes. Il rapproche ces traces des « *Subphyllocorda* » ou « *Paleobullia* » figurés par J. Lessertisseur (1955). Cela correspondrait aux actions d'un gastéropode ou d'un ver. Pour G. de Llarena (1954), ce sont les *Scolicia*, pistes doubles décrites par Quatrefages (1849).

Sous un niveau finement gréseux, dans le talus de la route qui va de Chéraute à l'Hôpital-Saint-Blaise, à 2,3 km de ce village, M. Buchstein a cité des figures alvéolaires qui ressemblent à des *Paleodictyons*.

Enfin, au toit de certains bancs marneux, il a remarqué des traces noires en étoiles qui paraissent voisines des Fucoïdes et que G. de Llarena (1954), de même que Seilacher (1962), citent comme *Lorenzinia* [1].

Toutes ces multiples traces, si diverses, que je viens d'évoquer, ne sont pas particulières au Flysch mais en font intimement partie. Elles présentent surtout une valeur paléogéographique. On peut, en effet, essayer d'en déduire le caractère du milieu, son mouvement, la direction des courants, la continuité de la sédimentation, la composition de la faune du fond, le relief de ce fond, et enfin le degré de séïsmicité de la région.

Mais pour tirer toutes ces conclusions de l'examen de ces traces, il faut les observer d'une façon très approfondie et systématique. Ce n'était pas l'objet direct de mon étude et je me suis volontairement limité dans mon dénombrement.

Je citerai, pour terminer ce chapitre, une réflexion de A. Seilacher (1959) à propos de ces ichnofossiles : « On est étonné par l'uniformité générale et l'absence presque totale de formes endémiques dans les associations d'empreintes des auges de Flysch, très distantes les unes des autres. Il y a là, l'indice d'un milieu très uniforme, indépendant du climat et réparti à l'échelle mondiale, dans le genre de milieu que représentent généralement les bassins de mers profondes. »

---

1. Note en cours d'impression : Un article récemment paru sur ce sujet (« Traces en rosette », du Flysch eocène de Jaca (Aragon). Essai d'interprétation. G. Lucas et M. Rech-Frollo - *B.S.G.F.* (7), VI, 1964, p. 163-170) fait le point sur cette question et cite une abondante bibliographie. De telles traces ont, en effet, été fréquemment observées et décrites dans le Flysch, ainsi que sur des fonds marins actuels.

CHAPITRE V

PETROGRAPHIE SEDIMENTAIRE DU FLYSCH PYRENEEN

I. — LES BRECHES.

Il semble que l'on puisse distinguer plusieurs type de structures bréchiques.

A. — Wildflysch.

Cette formation constitue en quelque sorte la « brèche de base »[1] du Flysch crétacé supérieur. D'âge Cénomanien inférieur, cette brèche polygénique peut être monumentale, à éléments pétrographiques hétérogènes, surtout siliceux, plus rarement calcaires ou dolomitiques.

Elle a les caractères d'une brèche de pente sous-marine, telle que l'a définie A. Carozzi (1953).

J'ai déjà eu l'occasion de décrire cet horizon sous le nom de « Wildflysch » (R. Deloffre, 1959). C'est P. Lamare (1946) qui employa, le premier, ce terme dans les Pyrénées, faisant un rapprochement entre les formations détritiques étranges du Crétacé du massif de Mendibelza et des formations semblables qui caractérisent le « Wildflysch » de la chaîne des Alpes. Il ne s'agit d'ailleurs pas, dans son esprit, d'une assimilation facile, mais d'un essai de comparaison de deux formations qui correspondent peut-être à des conditions de dépôt analogues.

La puissance de ce niveau, variable selon la région, peut parfois représenter une couche importante avec des blocs volumineux, voire gigantesques. E. Beneo (1958) a donné le nom d'« Olistostrome » à ce genre de brèche, les blocs étant des « Olistolithes », notion qui est équivalente de celle des « Klippes sédimentaires » de P. Lamare.

Cette roche est interstratifiée. Le ciment, souvent calcaire gréseux, peut être ferrugineux, abondant ou inexistant. On y trouve de rares microfossiles très usés : restes d'Orbitolines roulées, débris de Mollusques et d'Echinodermes, par exemple. Les éléments constituants, arrondis ou anguleux, sont d'origines très diverses, depuis ceux provenant du socle jusqu'à ceux du Crétacé inférieur. Les premiers, plus résistants sans doute (grés, quartzite, phyllades), sont, en général, les plus nombreux. Il est parmi eux, un élément du Primaire (Dinantien ?) dont j'ai trouvé la présence continuelle dans cette brèche du Cénomanien inférieur. Il s'agit de fragments de lydiennes à restes silicifiés de Radiolaires. Cela semblerait presque un « repère » assez caractéristique de cet horizon.

Cette brèche se serait mise en place par l'effet de glissements sous-marins et peut-être d'écroulements de pans de falaises (M. Lugeon, 1947), concurremment à une érosion violente et une sédimentation brusque.

La gravité a parfois produit un classement progressif des blocs. On peut y reconnaître, assez rarement il est vrai, de fragiles galets calcaires ou dolomitiques restés intacts parmi les éléments volumineux plus durs. Leur présence varie probablement avec la nature du substratum érodé, mais aussi avec la proximité du lieu de leur arrachement. On conçoit qu'ils n'auraient sans doute pu résister à un long transport.

D'après A. Carozzi (1953), ces brèches jalonnent, en milieu géosynclinal, le front des cordillères et leur formation intermittente témoigne d'une origine séïsmique problable.

Je reparlerai de leurs interprétations au chapitre de la tectonique.

B. — Microbrèche calcaire.

On sait que le remaniement est un fait important et fréquent de la formation flysch (voir au chapitre des éléments de datation, p. 60). Dans toute la série du Crétacé supérieur et jusqu'au Maestrichtien inclus, on observe, de temps à autre, la présence de microbrèche calcaire plus ou moins détritique, à microfaciès et microfaune cénomaniens souvent dominants. Les éléments qui sont divers, calcaires ou gréseux, atteignent rarement plus de 1 ou 2 cm. dans leur grande dimension.

1. Précisons que je n'emploie pas le terme de « brèche de base » comme indiquant la trace de la transgression cénomanienne; c'est uniquement une indication de sa place stratigraphique. Néanmoins, cette formation lithologique fut souvent interprétée comme conglomérat de base par les anciens auteurs.

Ce serait, selon J. AUBOUIN (1959), « Les brèches de flanc » *d'une ride*. Elles résultent de remaniements sous-marins, sans émersion, de sédiments calcaires cénomaniens déposés près d'un haut-fond. Cette microbrèche va être reprise au cours des périodes géologiques du Crétacé supérieur et remaniée avec adjonction d'éléments sénoniens (calcaire à Pithonella ou calcaire à Orbitoïdes par exemple). S'il y a eu sédimentation calcaire le long du rivage des rides cénomaniennes, celle-ci n'a probablement pu se maintenir longuement par la suite. Les hauts-fonds furent oblitérés par la sédimentation et l'abondance des apports terrigènes fut la cause de cette presque totale suppression des dépôts calcaires néritiques. On passe à la période du Flysch proprement dite qui *érode, sédimente, mais ne construit guère*.

Avec le Cénomanien où ces roches se rencontrent assez couramment, on en trouve, ensuite, surtout dans le Campanien (coupe de Gan-Rébénacq, sondages de Pau, Bordenave, etc.) et quelquefois dans le Maestrichtien supérieur (carrière Benès, coupe de Nay-Arthez-d'Asson). Au Turonien et Coniacien (cours du Soust et du Hérran) et au Santonien (« calcaires à Orbitoïdes » au N.-E. de Rébénacq et au S. de Lasseube), il semble que ce soit plutôt les microfaunes qui sont remaniées (ou resédimentées, si l'on préfère) que les éléments sédimentaires proprement dit.

On observe ainsi des Orbitolines et des Préalvéolines dans des calcaires du Sénonien inférieur, par ailleurs graveleux et à fond cristallin, avec de très rares, voire sans aucun élément pétrographique étranger.

C'est ce qui, avant de connaître la répartition de ces Foraminifères, avait si souvent abusé les auteurs, soit sur l'âge de la formation (J. SEUNES, 1890, rapporte au Cénomanien des couches campaniennes à Orbitolines), soit sur la valeur stratigraphique de ces organismes (Y. GUBLER, 1946).

II. — LE GRES.

On ne conçoit pas du Flysch dépourvu de grès (J. TERCIER, 1947).

Les grès que j'ai rencontrés dans le Flysch du Crétacé supérieur pyrénéen, sont à grains fins ou grossiers, solidement agrégés ou pulvérulents, à surface micacée parfois passant au psammite, ou charbonneuse.

Les grains de quartz sont anguleux à subarrondis, généralement isométriques. Ils semblent dépourvus d'accroissement secondaire et souvent corrodés. Le ciment calcaire est très fréquent, constitué de calcite cristalline rarement pure, avec de la limonite, de la pyrite rare, quelquefois de l'argile amorphe ou de la glauconie. Les quartz ne se juxtaposent pas toujours, demeurant séparés par le ciment qui est originel.

Remarquons, d'ailleurs, que ce ciment primitif ne se forme que si les éléments détritiques arrivent dans le dépôt en même temps que la matière qui constitue le ciment.

D'après J. BOURCART (1949, p. 224) : « Les sables vaseux actuels renferment toujours une forte proportion, qui peut parfois dépasser la moitié, de calcaire, qui lui, provient de coquilles et autres organismes marins.»

Le dépôt fraîchement formé est un système non équilibré au point de vue physico-chimique. En général, c'est un corps friable ou fluide, fortement aqueux, riche en bactéries et constituant un matériel chimico-minéralogique très hétérogène, partie solide, partie liquide et gazeux (N.M. STRAKHOV, 1955).

L'équilibre va s'obtenir grâce à une série de processus physico-chimiques étroitement associés et représentant un ensemble unique et indissoluble.

L'eau imprégnant le limon ne se distingue pas au moment de la formation, de l'eau qui est au-dessus du fond. Elle n'est ordinairement pas saturée en CO_3Ca, CO_3Mg, SiO_2, phosphate, etc. Par contre, le dépôt contient généralement de la calcite déposée biogénétiquement ou transportée en suspension, ainsi que CO_3Mg, SiO_2 et autres substances.

Dans le cas du sable vaseux, futur grès du Flysch, la première phase va être représentée par l'utilisation de l'oxygène libre de l'eau du limon par les micro-organismes (dans un gramme de sable vaseux actuel, les bactéries sont présentes régulièrement par centaines de millions).

Celles-ci « partant d'un régime aérobie, exhalent avec ardeur du gaz carbonique et oxydent la matière organique au point de former des acides organiques. Ces deux types de corps acidifient la vase jusqu'à donner un pH faible, impropre à la vie » (H. et G. TERMIER, 1952, p. 103-104).

Or, le quartz inattaquable par l'eau de mer dans les conditions normales, devient soluble si le milieu s'enrichit en CO_2. D'où la corrosion des grains, phénomène qui s'est effectué sur place.

En effet, « les grains sont parfois profondément échancrés, présentent de tels étranglements que la moindre agitation des eaux les aurait fragmentés » (RECH-FROLLO, 1959).

En même temps, se produit la réduction des hydroxydes de fer, manganèse, des sulfates (SO_4). Le milieu devient réducteur. Les phases solides des SiO_2, $CaCO_3$, $MgCO_3$... dans le dépôt, étant en contact prolongé avec l'eau non saturée, commencent à se disssoudre graduellement et atteignent le stade de solutions saturées.

Le milieu aqueux s'enrichissant progressivement en « ions Ca » en particulier, perd à mesure son acidité et son pouvoir corrosif. Le pH varie de 6,8 à 8,5.

Un monde géochimique fortement distinct de celui de l'eau superposée prend naissance, quoique en étroit contact avec ce dernier. Le pH remontant suffisamment, le $CaCO_3$ se dépose en remplissant les vides produits dans les grains de quartz par la corrosion et le lessivage. C'est à ce moment que se formeraient aussi les plages de limonite. A un stade plus avancé, il se déposerait également de la pyrite.

Normalement, cette phase est de courte durée. Les bactéries anaérobies entrant en action, déclencheraient un nouveau cortège de réactions et amèneraient le nourrissage des grains de quartz par un dépôt de silice plus ou moins important.

Mais tout se passe comme si les processus biochimiques s'étaient arrêtés à leur phase initiale. L'évolution biologique a été brusquement stoppée (H. Alimen et G. Deicha, 1958, Rech-Frollo, 1959) et il y a eu consolidation rapide du sédiment. Cette rapide transformation, signalée par Rech-Frollo (1959) à propos des grès du Flysch suisse, avait déjà été remarquée par J. de Lapparent (1918), qui suivait en celà les idées émises par L.Cayeux au Collège de France.

L'article de G.V. Middleton sur la composition chimique des grès (1960) va, en quelque sorte, dans le même sens. Il signale, avec d'autres auteurs, que les grès du Flysch ont un rapport K_2O / Na_2O très bas. Il explique ce fait par la présence possible d'un résidu volcanique basique combiné avec une érosion rapide et une *phase de transformation chimique des plus courtes.*

On peut sans doute expliquer ce phénomène, du moins en ce qui concerne les grès qui nous occupent, par le fait qu'il y a eu sédimentation près du littoral à une très grande vitesse avec accumulation abondante de matériaux, créant un état de déséquilibre. Puis, le sable vaseux transporté à la fin de la première phase de ses transformations, s'est trouvé plongé dans des conditions physico-chimiques totalement différentes (température et pression entre autres), amenant la fin de toutes activités biologiques, donc des transformations biochimiques. La consolidation de ce sédiment s'est alors faite rapidement, par perte de l'eau du sable vaseux devenu sédiment mort induré (J. Debyser, 1954), enfouie sous une colonne d'eau et une couverture de sédiments divers apportés par les courants.

Il est en effet nécessaire de tenir compte du fait que le milieu physico-chimique dans les types pétrographiques différents de dépôt d'un même bassin, varie du sédiment littoral aux dépôts pélagiques (Strakhov, 1959).

Probablement au cours d'une phase rhéxistasique, les courants transportèrent aux points bas du bassin, un nuage de matériaux en suspension qui, obéissant à la gravité, se décantèrent en fonction de leur poids, en donnant une sédimentation dégradée vers le haut.

Or, s'il est bien évident que les courants sont absolument indifférents du matériel transporté (J. Aubouin, 1959), celui-ci peut aussi avoir subi une première phase de transformation.

III. — LES CALCAIRES ET LES ARGILES.

Il me reste à présenter dans l'éventail pétrographique du Flysch pyrénéen, les calcaires, marnes et argiles. Mais ils peuvent revêtir des faciès si divers qu'en donner un inventaire complet est une tâche délicate, pour ne pas dire impossible.

Je distinguerai quatre subdivisions principales :

1. Calcaires (avec une teneur variable en quartz et argiles).
2. Calcaires siliceux.
3. Calcaires argileux.
4. Argiles.

On semblerait distinguer dans cet ensemble, à la fois des dépôts de zones néritique et infralittoral avec une sédimentation rapide sous une faible épaisseur d'eau, une forte teneur en matière organique dans un milieu réducteur et des dépôts d'eau plus profonde, à sédimentation lente, avec faible pourcentage de matière organique. En fait, tous ces horizons sont superposés, en lits individualisés, sans interpénétration de l'un à l'autre. Le litage peut être dû à des interruptions dans la sédimentation (J. Bourcart, 1944) et chaque niveau est généralement séparé du précédent par un diasthème (A. Lombard, 1956) plus ou moins argileux et de faible épaisseur. Les bancs successifs ont normalement une granulométrie décroissante de bas en haut, c'est le *graded-bedding* signalé par Ph. Kuenen (1957).

Je ne reviendrai pas sur les hypothèses expliquant ce mode de dépôt. Mieux que les courants de turbidité, les courants normaux ont, simplement, pu transporter dans le bassin de sédimentation ces divers matériaux carbonatés, issus de différentes phases climatiques, durant une période de biostasie sur la terre émergée.

1. — Calcaires (avec une teneur variable en silice et argiles)

D'après Mme Rech-Frollo (1955), le terme de « Flysch calcaire » serait en contradiction avec le fait que le dépôt du Flysch postule une sédimentation détritique. Cependant, ainsi que l'écrit G. Viers (1960, p. 424) : « Comme les passages entre les faciès purement gréseux et les faciès calcaires sont parfois insensibles, une telle restriction a peu de sens. »

Je distinguerai deux types principaux :

— Les roches allochimiques spathiques.

— Les roches allochimiques microcristallines, d'après la classification pétrographique pratique des calcaires, de R. L. Folk (1959) que j'emploierai ici à titre indicatif [1].

On peut dans ces calcaires du Flysch, observer des *constituants terrigènes*, donc arrachés à des régions extérieures au bassin de sédimentation et transportés sous forme solide jusqu'au sédiment (quartz le plus souvent, débris schisteux, ligniteux, etc.)

On y trouvera également des *constituants allochimiques* ou *allochems* (R. L. Folk, 1959). Ce sont des matériaux formés par précipitation chimique ou biochimique à l'intérieur du bassin, ayant subi un certain transport.

On y distingue les *Intraclasts* : fragments de sédiments carbonatés pénécontemporains, arrachés à des parties latérales du fond et redéposés.

Les *Fossiles* : sédentaires et transportés, entiers ou en fragments.

Les *Granules* : agrégats en général arrondis, constitués de limon de calcite microcristalline et sans structure interne. Il s'agit probablement de *foecal-pellets*, provenant essentiellement des excréments des animaux fouisseurs, mangeurs de vase, surtout d'Annélides. Ces boulettes sont composées des plus fines particules minérales de la vase, agglomérées par du mucus (J. Bourcart, *Problèmes de géologie sous-marine*, ainsi que F.H. Hatch, R. H. Rastall et M. Black, 1938).

a) Le type le plus courant des calcaires du Flysch que l'on rencontrera, sera, d'après la classification de R.L. Folk, une *roche allochimique spathique* ou *biosparite*. C'est-à-dire un calcaire avec des constituants allochimiques, en majorité des Foraminifères, cimentés par de la calcite spathique en proportion variable.

Le milieu de formation de cette roche dénoterait des courants forts et persistants, ainsi qu'un milieu fortement agité. Ce calcaire se serait probablement formé à peu de profondeur, le long des rides battues par les flots.

b) Le second type fréquent est une roche *allochimique microcristalline* ou *biomicrite*. Ces calcaires se composent aussi d'une grande quantité d'allochems (exemples : nombreux spicules de Spongiaires, Radiolaires). Mais, ici, les courants n'ont pas été assez puissants ou constants pour enlever le limon microcristallin qui subsiste comme une matrice. Ce limon a été formé à une vitesse rapide, ainsi que tombe la neige, dans des endroit plus abrités que pour le calcaire précédent, probablement à une profondeur légèrement plus grande.

Le degré de conservation des microfossiles est variable, en général meilleur, ce qui est normal, dans les *biomicrites* que dans les *bioparites* où les courants les ont souvent usés et brisés.

L'abondance du matériel terrigène est variable. Il y a souvent plus d'argile dans les *biomicrites*, à cause de la similitude d'ordre hydraulique entre les paillettes d'argile et les particules de calcite microcristalline [2].

2. — Calcaires siliceux.

Certains calcaires du Flysch contiennent une proportion notable de silice sous la forme fréquente de quartz cryptocristallin, calcédoine, parfois opale et non plus sous celle de quartz anguleux d'apport terrigène.

Il s'agit là d'une silicification intraformationnelle. Je n'appliquerai que rarement à ces roches le terme de *Chert*, du reste assez imprécis.

J. de Lapparent (1918, p. 75) signale, dans le Flysch supérieur des Pyrénées, des calcaires siliceux de composition suivante :

	A	B
SiO_2	23,00	33,83
Al_2O_3	2,28	0,22
Fe_2O_3	1,72	2,44
FeO	traces	traces
CaO	40,80	34,90
MgO	0,30	1,33
Alcalis	0,25	0,45
Perte au feu, CO_2	32,00	27,60
	100,35	100,77

A = Zone calcaire.
B = Zone siliceuse.

Ce sont des calcaires très durs, à cassure esquilleuse, qui font feu au marteau. L'analyse B a fourni en outre une très petite quantité de manganèse, environ 0,05 %, tandis que A n'en a fourni que des traces.

La diagénèse de ces roches peut donner naissance soit à des silex, soit à des plages silicifiées, litées, dans les calcaires.

Le terme de *Chert* a souvent été utilisé par les auteurs anglo-saxons, pour désigner la plupart des

1. Les classifications proposées par K.H. Wolf (1960) ou C. Monty (1962) sont d'un modèle très voisin.

2. Selon la classification de R.L. Folk, ce type de calcite forme des grains de *1 à 4 microns de diamètre*, en général *subtranslucides* avec un *faible reflet brunâtre en plaques minces*. La calcite microcristalline apparaît donc terne et opaque pour R.L. Folk, ce qui risque de produire des confusions avec le sens français de microcristallin dont les cristaux ont de 16 à 64 microns. Elle correspondrait, en fait, au terme de calcite cryptocristalline.

roches siliceuses à grain fin d'origine organique ou chimique. Ces cherts sont des roches assez denses, d'éclat vitreux, de teintes diverses, soit en niveaux stratifiés, soit en nodules autonomes.

Il est certain que ce terme est mal défini et d'un emploi délicat. Il groupe les chailles, silex, silexites et jaspes. L. CAYEUX (1935) ne l'utilisait que pour désigner des acccidents siliceux en milieu siliceux.

La silice se présente à l'état de quartz, de calcédonite et d'opale.

Le quartz se compose de minuscules grains (de 3 à 5 μ de diamètre) d'orientation quelconque. Chaque grain paraît avoir une extinction onduleuse, due parfois à une superposition d'individus, mais le plus souvent c'est une propriété intime du grain lui-même.

Selon les auteurs, ce quartz cryptocristallin présente au microscope électronique, une surface formée par la juxtaposition de blocs polyédriques bien définis à surfaces légèrement courbes, sans structure interne, à l'exception de quelques petites cavités sphériques (type Novaculite, R.L. FOLK et C.E. WEAVER, 1952).

La calcédonite apparaît sous forme de fibres (de quelques microns de large, jusqu'à 200 microns de long) groupées en gerbes ou en rosettes.

L'opale est de teinte gris jaunâtre, indifférenciée, en îlots à contours découpés ou présentant une structure globulaire bien réalisée.

Les restes de spicules de Spongiaires sont toujours abondants dans ces cherts. Le canal axial des spicules subsiste parfois seul. Il est alors à l'état d'opale ou de glauconie. Ces restes de Spongiaires sont en général à l'état d'amas calcédonieux ; les traces des contours primitifs des spicules sont encore reconnaissables à la disposition particulière des fibres ou à une différence de leur taille.

En 1934, H. DOUVILLE écrit : « J. de LAPPARENT, dans son important mémoire sur les terrains crétacés de la région d'Hendaye, a montré la naissance de ces silex par l'accumulation de la silice dans la partie moyenne de certaines dalles du Flysch. J'ai eu l'occasion d'observer, sur la plage de Guéthary, la curieuse surface d'un de ces silex tabulaires mis à nu par l'érosion des vagues. J'ai signalé des dalles analogues avec zones siliceuses médianes dans les brèches du Flysch de Boo-Silhen... Notre confrère a reconnu que la silice en cristallisant n'a provoqué aucun changement dans l'orientation des matériaux de la roche, de telle sorte que sa structure est conservée ; j'ai observé les mêmes caractères dans les silex du Flysch de Rébénacq où la roche silicifiée est un petit gravier calcaire à Lagena et dans ceux de Pau où la roche est plus homogène. Dans les deux cas, le silex examiné en plaque mince ne se distingue de la roche encaissante que par sa teinte plus claire. La ligne de séparation à la surface des parties silicifiées est toujours irrégulière et montre bien qu'elle n'est pas une ligne de sédimentation... En réalité, la silicification de la roche s'est toujours produite par la substitution de l'élément siliceux à l'élément calcaire, molécule à molécule, particule à particule. »

Enfin, pour M. BUCHSTEIN (1964, p. 37) : « Il semble que la concentration en silice se fasse dans des zones de moindre résistance de la roche, notamment quand les laminæ sont abondants ou près des joints. »

D'après J. BOURCART (1958), certaines substances incluses dans le sédiment peuvent être remises en solution (peptisées), puis, à nouveau coagulées. Sans doute peut-on ainsi expliquer que la glauconie puisse revêtir la surface de roche du sous-sol, verdir les cailloux de base d'une transgression, pénétrer dans les perforations de coquilles ou tout simplement former des filons dans la roche, comme dans le calcaire siliceux d'un petit front de taille au sud de Lasseube.

3. — CALCAIRES ARGILEUX.

Ce sont généralement des roches grises, gris bleuté ou noirâtres. Ils sont largement répandus et rappellent beaucoup plus les argiles que les calcaires, dégageant d'ailleurs une odeur argileuse typique.

Le fond calcaire cryptocristallin présente, sous fort grossissement, des minéraux argileux en flocons ou petits nids, sans morphologie exacte. La proportion des minéraux détritiques est très variable. Ils sont généralement très rares ou clairsemés. Les petits cristaux de calcite se détachent parfois en clair.

La teneur en oxyde de fer et en pyrite est toujours appréciable, soit à l'état de pigment, globules libres ou soudés, d'amas ou de cristaux bien réalisés en dodécaèdres pentagonaux. Sans être caractéristique des calcaires argileux comme la pyrite, la glauconie peut parfois s'y développer.

La proportion des organismes est très variable et n'offre aucun élément exclusif. Certaines roches se montrent très fines, d'autres renferment, en inclusion, des organismes entiers ou fragmentaires, d'assez grande taille. Les spicules de Spongiaires y sont assez rares ainsi que les Foraminifères souvent pélagiques ; par contre, les débris de Lamellibranches et Echinodermes paraissent plus largement répandus.

Le calcaire argileux ne semble pas lié à un milieu très étroitement défini. Pourtant la formation dite des « Marnes de Nay », ainsi que quelques autres niveaux, surtout dans le Campanien et Maestrichtien, renferment une abondante microfaune en majorité pélagique. La proportion d'argile y est assez élevée. La roche carbonatée bleutée ou verdâtre, se révèle alors un peu plastique. Les détritiques y sont pratiquement inexistants.

4. — Argiles.

Elles ont des caractères très variables. Ces anciennes vases réalisent, sous une mince pellicule protectrice, un élément spécial pratiquement isolé du milieu océanique. C'est dans ces vases que la thixotropie se réalise le plus favorablement d'où la fréquente conservation de traces diverses. Seules, peuvent s'y développer des bactéries anaérobies dont les variétés sulfureuses réduisent les sulfates alcalins avec dégagement d'H_2S. Celui-ci a réagi avec les oxydes de fer, pour donner un sulfure de fer colloïdal, qui a évolué plus tard en pyrite. La faune pélagique peut être localement abondante et caractéristique, mais il y a une irrégularité totale dans la répartition de la microfaune.

Si on observe d'un point de vue stratigraphique, l'évolution des minéraux argileux dans les sédiments du Flysch de la région, on s'aperçoit que le Cénomanien inférieur se traduit souvent (par exemple dans la coupe de Nay-Arthez-d'Asson), par un dôme dans la courbe de la kaolinite, avec absence de montmorillonite. Ce qui tendrait à montrer que la province d'apport était soumise à un lessivage et que le milieu récepteur était peu profond, sinon la kaolinite aurait été détruite.

La montmorillonite apparaît au Cénomanien moyen, tandis que la proportion de l'illite et de la kaolinite baisse légèrement. Au Cénomanien supérieur, le pourcentage de l'illite diminue au profit de la montmorillonite, tandis que la kaolinite reste constante (M. Buchstein, 1964)[1].

Durant le Turonien, la kaolinite représente environ 25 % des argiles. L'illite conserve une valeur constante ; mais on peut remarquer à la base de cette zone, un déficit en kaolinite compensé par une augmentation de la montmorillonite.

Au Coniacien, la proportion de kaolinite croît tout d'abord à la base, puis diminue au profit de la montmorillonite.

Au Santonien, la kaolinite conserve une valeur à peu près constante, avec toutefois une légère pointe, puis une nouvelle diminution avant le sommet de l'étage.

Le Campanien et le Maestrichtien contiennent toujours l'assocation illite-montmorillonite, sans évidentes coupures d'étages. La kaolinite disparaît vers le passage Campanien inférieur et supérieur et son absence constitue en somme un important caractère du Sénonien supérieur.

On peut également noter l'accroissement progressif du taux de montmorillonite de la base au sommet du Crétacé supérieur (résultats, entre autres, de M. Buchstein, 1964, et de R. Blanc, 1964).

IV. — DESAGREGATION ET ALTERATION DES ROCHES DU FLYSCH.

L'altération sur place, premier stade de l'érosion proprement dite, est très fréquente dans le Flysch. Cette altération est évidemment le résultat de l'action des agents atmosphériques.

Il peut simplement s'agir d'une désagrégation produite par le gel (on connaît ces petites encoches arrondies à la surface des pierres gélives), par les variations de températures ou par les végétaux (racines des arbres par exemple).

Cette action prépare la voie à l'érosion chimique, en facilitant la pénétration de l'eau qui en est le principal facteur. La dissolution est inégale selon les minéraux, mais on sait que les calcaires sont d'une façon générale solubles dans l'eau chargée de gaz carbonique.

L'altération chimique au contact de l'eau (hydrolyse) se montre assez active. L'hydratation donne, avec le fer dont les roches du Flysch sont le plus souvent abondamment pourvues, de la limonite (oxyde de fer hydraté — Fe_2O_3, $2H_2O$). C'est la rouille qui colore indistinctement en jaune, les marnes, calcaires ou grès. Les feldspaths des roches vertes, ainsi que la muscovite des grès ou des calcaires gréseux, donnent de la séricite et de la chlorite. Il est probable aussi que certaines paillettes de mica blanc peuvent se ferritiser pour donner du mica brun ? Il m'a, en effet, semblé remarquer ce phénomène dans quelques affleurements gréseux.

Ces processus chimiques peuvent également donner lieu à des remises en solution, puis redéposition de certains éléments. C'est ainsi que l'on trouve par exemple, dans la petite carrière naturelle de la ferme Bécas, au sud de Lasseube, de petits bancs durs, minces, siliceux, entre deux niveaux de marne plus ou moins argileuse et de plus gros bancs de calcaire à grain fin, pouvant contenir de petits filon-

1. Il ne s'agit ici que du Cénomanien connu dans le monoclinal au Nord du front nord-pyrénéen. Au sud de cette ride et constituant un synclinal, affleurent des « schistes noirs » en majorité Cénomanien, dont l'analyse aux rayons X des minéraux argileux met essentiellement en évidence de l'illite et de la chlorite. Cette association est probablement en rapport avec un enfouissement rapide des sédiments et un milieu non-oxydant.

PLANCHE V

1. — Spirophyton (× *1/2 environ*), *carrière Labesque. Maestrichtien. A noter l'aspect de « coup de balai ».*

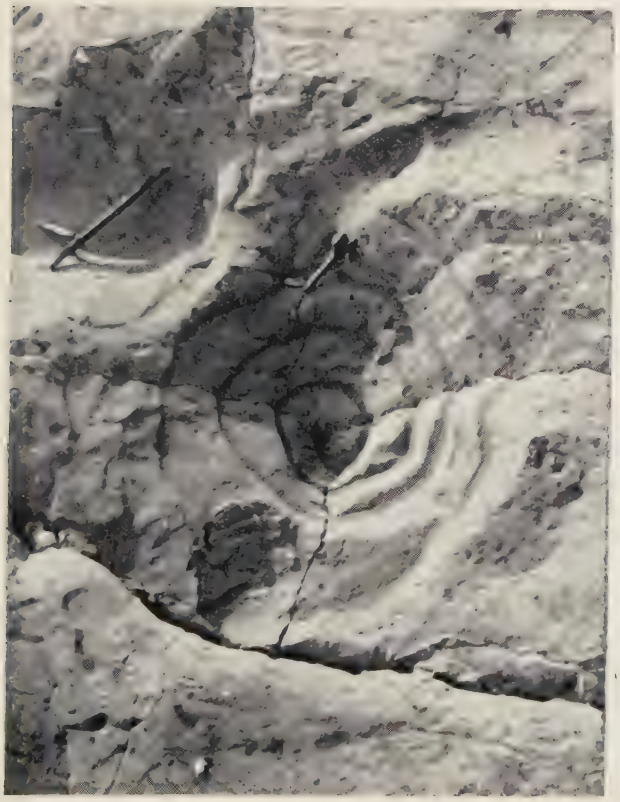
2. — Spirophyton (× *1/7 environ*), *dans un calcaire argileux maestrichtien de Bidart* (cliché M. Delmas).

3. — Spirophyton (× *1/7 environ*), *dans un calcaire argileux maestrichtien de Bidart* (cliché M. Delmas).

4. — Fucoïde (*ou* Chondrites sp.) (× *2/3 environ*), *dans un calcaire argileux du Sénonien inférieur de la route de Lasseube (D. 34).*

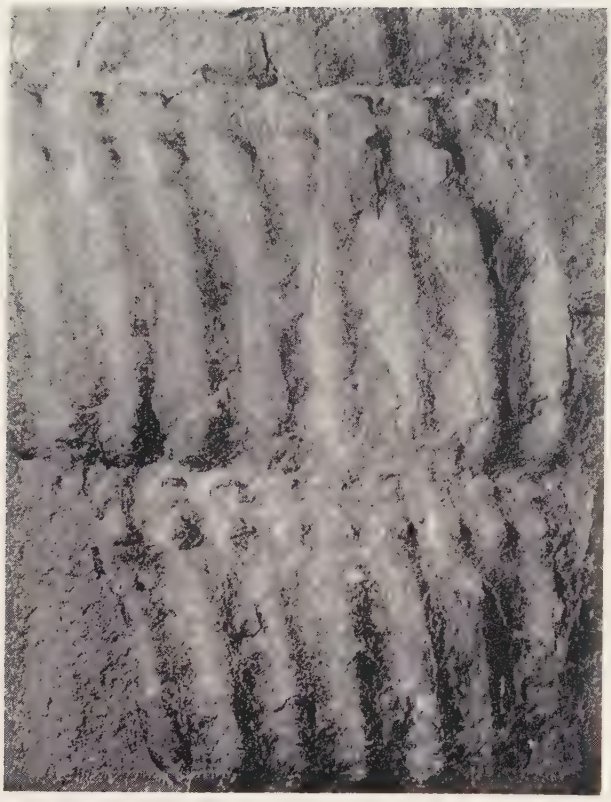
1

2



3

4



1

2

3

4

nets de glauconie. Il y a eu décalcification du calcaire et déplacement de la silice pour constituer ces petits bancs indurés.

On peut observer comme terme final des faciès de décalcification totale, pâte jaune, parfois rouge ou lie-de-vin, simulant les argiles triasiques, avec de petits prismes siliceux montrant « en pointillé » la trace des anciens lits continus. Ce faciès particulier se voit par exemple sur le bord de la route Lasseube à Bélair (D. 34), à côté du lieu dit Latournarie (voir Pl. XIX). *L'aspect initial de ces roches est complètement modifié, c'est pourquoi il faut toujours être très prudent quant à l'interprétation stratigraphique ou tectonique de ces terrains.*

Il faut remarquer, dans le cadre d'une observation générale, que la roche est beaucoup plus altérée sur les points hauts que dans les zones basses où l'on retrouve une roche fraîche, rajeunie incessamment par l'eau courante. Dans le synclinal d'Orriule par exemple, toutes les collines sont à une altitude semblable et dessinent une ancienne plaine creusée et en cours d'érosion depuis le Mio-pliocène (J. Henry, communication orale).

Une conséquence directe de cette altération superficielle des roches est l'élimination parfois totale de leur contenu zoogène. Il pourrait d'ailleurs être intéressant de trouver la relation qui existe entre le degré d'altération d'une marne et sa teneur en microfaune. Je suis certain qu'originellement le Flysch crétacé supérieur pyrénéen (quand il est sous faciès marneux) était beaucoup plus riche en Foraminifères pélagiques surtout. *Son appauvrissement est en majeure partie dû à l'altération postérieure à son dépôt.*

Si je prends, en effet, les niveaux marneux du Maestrichtien qui d'une façon générale sont d'une grande richesse en microfaune (voir p. 18), je peux noter les observations suivantes :

— De fréquents prélèvements de marne, opérés sur des affleurements de points hauts, ce sont avérés ne contenir essentiellement qu'une microfaune, parfois abondante, de Foraminifères arénacés (dont le test est en quartz ou en opale).

— On y trouve beaucoup plus exceptionnellement des moules internes de Foraminifères à tests calcaires, pélagiques ou benthiques. Je pense que le remplissage de la coquille était originellement plus argileux et siliceux, ce qui lui a permis de résister.

— La marne jaune ne contient que très rarement des Foraminifères à tests calcaires (Globotruncana entre autres), alors qu'ils sont fréquents dans la marne grise ou verte. Ces dernières couleurs semblent être les teintes saines de la roche, tout au moins à un stade moins avancé de transformation.

— Quand la marne jaune renferme une microfaune calcaire, celle-ci est rare et le plus souvent très abimée. Les Foraminifères sont déformés, très minces, d'apparence spongieuse. Ils sont nettement en voie de disparition, je pourrais même dire en cours de dissolution.

— La marne verte peut être altérée superficiellement dans les ruisseaux à débit trop faible. Cela produit une marne jaunâtre à kakie, un peu indurée, dans laquelle la microfaune s'amenuise.

Les plus jolis spécimens de lavages se prélèvent dans la marne verte ou gris bleuté, saine, affleurant dans un ruisseau au cours torrentiel qui ravine continuellement son lit et dissout au fur et à mesure la pellicule altérée.

Ces quelques observations peuvent aider à prélever « à coup sûr » des échantillons qui « produiront » une microfaune intéressante. Elles m'ont permis, là où elles étaient d'une application possible, de dater plus facilement ces niveaux du Flysch longtemps considérés comme azoïques (« privés de fossiles ») ou d'une lamentable pauvreté de faune.

Les faciès rouges que l'on trouve dans le Flysch peuvent ne pas correspondre toujours à une altération de ses niveaux. Cette coloration peut être originelle et la conséquence d'un apport localisé Je signalerai à ce sujet, les marnes cénomaniennes de la carrière de Géronce (voir p. 151) et les marnes lie de vin à passées verdâtres du Santonien élevé, au nord de Rébénacq (p. 93).

Il peut s'agir de niveau marin, sans doute moins profond (?) avec apport terrigène particulièrement abondant, dû à leur proximité de terres émergées (?).

D'après G. Viers (1960, p. 460), les faits d'observation permettent de poser, en principe, que le Flysch résiste à l'érosion aréolaire et cède à l'érosion linéaire. Dans les deux cas, l'attaque des bancs facilitée par le rythme de la sédimentation, libère des blocs nombreux ; ils la protègent contre les effets d'un écoulement pelliculaire en pavant la pente, mais ils ne peuvent rien contre le ruissellement concentré, parce qu'ils ne sont jamais assez volumineux et qu'ils s'amenuisent vite aux chocs causés par la turbulence. La stratification du Flysch fait donc qu'il a une bonne tenue sur les versants, mais pas dans les thalwegs où le ruissellement se fait linéairement.

PLANCHE VI.

1. *Turrilites costatus* Lamarck var. *costulatus* Pervinquière (× 1,5). *Gisement de la route du Bager d'Arudy. Cénomanien moyen* (cliché J. Henry).

2. *Turrilites costatus* Lamarck (× 1,5). *Gisement de la route du Bager d'Arudy. Cénomanien moyen* (cliché J. Henry).

3. *Stomohamites sp.* (× 1,9). *Gisement de la route du Bager d'Arudy. Cénomanien moyen* (cliché J. Henry).

4. *Acanthoceras sp.* (× 2,4). *Gisement de la route du Bager d'Arudy. Cénomanien moyen* (cliché J. Henry).

CHAPITRE VI

LES ELEMENTS DE DATATION ET DE CORRELATIONS

Je vais examiner les éléments dont je peux disposer pour dater ce Flysch pyrénéen.

Si tous les étages stratigraphiques du Crétacé supérieur semblent représentés, les corrélations à l'échelle d'une structure sont évidemment meilleures que celles faites à grandes distances. Malgré tout, les connaissances ont évolué et il est peut être possible, aujourd'hui, de tenter ce qui semblait difficile hier.

« Les faits ont démontré, disait M^me^ Y. GUBLER (note de P. MARIE, 1947), que dans les séries compréhensives du Flysch nord-pyrénéen (il est) impossible d'établir des coupures stratigraphiques détaillées... que, par ailleurs, la précision qu'apportent les auteurs (P. MARIE et J. DESTOMBES) sur le plan local, en s'appuyant sur des corrélations à longue distance paraît donc illusoire et ne s'applique nullement aux faits observés ».

J. SIGAL (1948) écrivait à la même époque : « ...des coupures trop fines sont encore impossibles à établir dans le Flysch compréhensif nord-pyrénéen. »

J'essayerai cependant d'utiliser les mêmes répartitions de microfaune qui dans d'autres régions ont pu être appuyées sur macrofaune. Je profiterai, de même, des trop rares gisements fossilifères qui se trouvent sur le terrain de mon étude. Enfin, je ferai largement appel aux microfaciès, tels qu'ils ont été définis par le professeur J. CUVILLIER (1951, 1952, 1956), c'est-à-dire associant étroitement les caractères de la lithologie à ceux de la micropaléontologie.

En règle générale, la microfaune est présente. Mais la fréquence des formes planctoniques est fonction de la proportion en matériaux détritiques ou plus exactement de la plus ou moins grande importance des bancs marneux et argileux lavables. Quand les détritiques augmentent, les Foraminifères pélagiques deviennent plus difficiles à étudier du fait de leur conservation souvent défectueuse. Les microfaunes benthoniques, liées au faciès, sont dans la plupart des cas pauvres et peu caractéristiques (formes agglutinantes). Ce sont des indicateurs bathymétriques, mais je traiterai ailleurs ce problème. En effet, il faut éviter à ce propos de tomber dans le piège des remaniements. On connait la fréquence attribuée aux phénomènes de redistribution des sédiments.

Les microfaciès des formations calcaires intercalées dans le Flysch montrent, outre quelques petits Foraminifères difficilement déterminables en plaques minces, quelques grands Foraminifères de valeur stratigraphique inégale. Ces microfaciès sont également importants au point de vue sédimentologique et apportent de très utiles renseignements sur les conditions probables des dépôts (J. CUVILLIER, 1961).

Ainsi, les calcaires que l'on peut trouver vers la base du Cénomanien, en ilôts d'extension variable, correspondent sans doute à une stabilisation locale et momentanée du fond. Il a régné, pendant quelques temps, des conditions de sédimentation, localement propices au développement d'organismes constructeurs et de Foraminifères.

J'ai cru pouvoir superposer les zones micropaléontologiques qui m'ont semblé caractéristiques, à un nom d'étage. Le professeur J. CUVILLIER (1961) écrit, d'ailleurs, à ce propos :

« Les étages qui sont à notre disposition, correspondent dans l'ensemble à des coupures que nos aînés ont soigneusement définies, après des discussions souvent passionnées, en tenant compte des renouvellements de faunes judicieusement choisies, en relation avec les grands mouvements de transgressions ou de régressions marines. Si ces coupures ne sont jamais universelles, ni universellement acceptées, elles ont, au moins, le mérite de nous offrir un cadre fondamental dans lequel nous pouvons, régionalement, proposer des zones micropaléontologiques et nous en servir. »

Mes associations définies, mes critères exposés, il me semble que chacun pourra faire ultérieurement les corrélations qu'il jugera utile. Mais il est probablement illusoire de vouloir faire cadrer à tout prix les répartitions micropaléontologiques avec les étages définis par macrofaune. Le professeur P. PRUVOST (note de J. SIGAL, 1948) a très justement dit *la « misère » du paléontologiste qui tente de définir des « unités systématiques » bien qu'observant des passages insensibles entre elles.*

VRACONIEN

Je débuterai mon étude par cette zone à *Stoliczkaia dispar* qui appartient à l'Albien supérieur terminal.

Le terme fut créé par E. RENEVIER en 1867. La localité-type est La Vraconne, près de Sainte-Croix, dans le canton de Vaud en Suisse.

C'est, pour DUBOURDIEU et SIGAL (1949), de même que pour P. MARIE (1959, p. 806), la zone à *Mortoniceras inflatum*. On y rencontre avec *Ticinella roberti* GANDOLFI, *Flourensina lemoinei* MARIE, *F. jacobi* et F. *intermedia* MARIE.

J. SIGAL (1952) pense que *Ticinella roberti* GANDOLFI apparaîtrait dès l'Albien inférieur. L'Albien supérieur serait également défini par l'apparition de *Thalmaninella ticinensis* GANDOLFI et *Planomalina buxtorfi* GANDOLFI. F. DALBIEZ (1955) exprime la même opinion.

J. KLAUS (1959) prétend également que la répartition de *Ticinella roberti* GANDOLFI part de l'Albien inférieur et se poursuit jusqu'au sommet de l'étage.

Mais en ce qui concerne la macrofaune, d'après E. BASSE (1959, p. 806), *Mortoniceras inflatum* ne semble plus caractériser aucune zone ou sous-zone de l'Albien. Cette espèce se trouve, en réalité, dans les sous-zones à *auritus* et *aequatorialis* de l'Albien, c'est-à-dire dans la partie moyenne de l'Albien supérieur (ou Gault supérieur) s.l. Donc, au-dessous du « Pleurohoplitan » de L. F. SPATH qui comprend deux zones :

— Zone inférieure à *Arraphoceras studeri* et *A. substuderi* qui correspond au Vraconien inférieur à *Stoliczkaia gardonica*, soit la faune de Salazac.

— Zone supérieure à *Stoliczkaia dispar* et à *Mortoniceras* (*Durnovarites*) *perinflatum* qui correspond au Vraconien supérieur.

J. M. HANCKOCK (1959) fait enfin remarquer que les niveaux supérieurs du Gault de Folkestone sont contemporains du Vraconien et que le *Cambridge greensand* contient aussi une faune synchrone.

Horizon de départ de cette étude sur le Crétacé supérieur, le Vraconien affleure en plusieurs endroits. On sait le difficile problème d'interprétation que constitue cette zone de passage entre le Crétacé inférieur et supérieur. J'en ai déjà discuté dans une note antérieure (R. DELOFFRE et A. POIGNANT, 1953) et essayé de tracer un tableau de corrélations.

Le Vraconien se présente comme une *marne* ou un *calcaire argileux noir, en petites plaquettes* qui livrent une très rare microfaune dont *Ticinella roberti* GANDOLFI semble le seul Foraminifère intéressant.

Cet étage est représenté, par exemple, dans le lit du Brésiau, dans la région de Lasseube ou dans le même secteur, au S.O. de la ferme Tinaut, avant la première venue éruptive; nous le retrouverons à l'est de Bélair, dans le lit du ruisselet au nord de la ferme Higuères (HD. 355) ou bien en inclusions dans la roche volcanique à la carrière Rébichet (sud d'Herrère) (D. 693).

Il est probable que *Rotalipora apenninica* RENZ apparaîtrait dans ce niveau. Toutefois, je ne l'y ai découvert qu'à deux reprises et en dehors de mon secteur d'étude : dans le ruisseau de Palisse- Michaud, sur le flanc sud de l'anticlinal de Tercis, en compagnie d'*Epistomina scaphiolocula* LOEB. et TAPPAN, et dans les marnes de Ségalas (région de Sainte-Suzanne), avec *Epistomina charlottae* VIEAUX.

Quand la microfaune fait défaut, un repère lithologique commode est le *niveau à « septarias »*. Ce sont des sortes de miches silico-argileuses, dures, ferrugineuses, de tailles diverses, dont la surface est souvent brunâtre ou rougeâtre. Il est possible que ce soit, dans certains cas, des *slump-balls*. Je décrirai plus longuement ce niveau au chapitre XI (voir p. 132). Ce repère existe fréquemment et constitue peut-être la trace du faciès peu profond et régressif du sommet de l'Albien.

Directement au-dessus, viennent les coulées de roches vertes qui prennent, selon les endroits, divers aspects que je décrirai plus loin (chapitre XI, p. 133).

CENOMANIEN

A. — ROCHES VERTES

L'étude pétrographique détaillée de la roche éruptive du bois de Pélégria a amené R. ELLOY (1960) à prélever des échantillons de roches sédimentaires anté- et postcoulée. Ces matériaux que j'ai examinés, ont donné un âge Vraconien probable pour les premiers et Cénomanien pour les seconds, contenant entre autres *Rotalipora apenninica* RENZ, *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI et *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI var. *turbinata* REICHEL (AH. 93 ou AH. 100), avec des passées microbréchiques à Préalvéolines, Cunéolines, Orbitolines.

L'inclusion dont je parlais plus haut à la carrière Rébichet, le sondage de Nay 101, ainsi que les diverses coulées que j'ai rencontrées dans la région de Lasseube, dans le Bager ou plus à l'ouest, vers Féas, semblent toutes confirmer l'âge *Cénomanien basal*, du moins *pour la plus ancienne manifestation éruptive connue des « épisyénites »*.

Il est évident que plusieurs venues postérieures se sont ensuite succédées. Certaines seront même datées du Turonien (Lasseube, Buzy, Arthez-d'Asson), voire du Sénonien inférieur (?). Il n'en reste pas moins que la première venue de roche verte, au-dessus des marnes albiennes, paraît pouvoir être un repère non absolu mais assez commode, du moins sur le terrain, pour que je le mentionne dans mes éléments de

datation. Remarquons pour terminer que les coulées de Gensac (Petites Pyrénées) ont également un âge Cénomanien basal déterminé.

B. — Les microbrèches et brèches

Les microbrèches fréquentes dans le Flysch se rencontrent dès sa base et montrent, au milieu d'éléments jurassiques ou du Crétacé inférieur, des Orbitolines (*O. conoidea* Gras et *O. subconcava* Leym.); puis des microfaunes indiscutablement cénomaniennes en place, à *Praealveolina cretacea* (d'Archiac) et *Ovalveolina ovum* (d'Orbigny).

Les brèches que l'on rencontre au début du Cénomanien font partie des traces laissées par les mouvements qui ont affecté ce début du Crétacé supérieur. A ce propos, J. Dupouy-Camet (1952, p. 252) écrit: « Tous les géologues pyrénéens ont insisté sur l'importance dans la formation de la chaîne pyrénéenne, d'une phase dite anté-cénomanienne, se traduisant par une discordance nette entre le Cénomanien et les séries antérieures, la formation de cordillères et d'avant-fosses, le démantellement de ces cordillères et l'accumulation locale de brèches et de conglomérats à la base du Flysch crétacé supérieur. »

On rencontrera parfois dans ce conglomérat (que l'on peut alors appeler « wildflysch » (R. Deloffre, 1959), des éléments de lydiennes du Dinantien qui semblent un élément caractéristique dans la composition de cette brèche du Cénomanien basal (voir chapitre V, p. 39). On connaît ce faciès, par exemple à Arudy, dans la vallée du gave d'Ossau (AH. 103 et 49) et au sud de Rébénacq (au pied de la ferme Labaymale, AT. 355).

Il est peut être possible de comparer cette formation avec celle dite de Mendibelza ou les niveaux grossièrement détritiques du pic d'Igounce (*pro parte*). Elle vient immédiatement au-dessus des grès d'Ascain, datés Albien supérieur par Ammonites (R. Deloffre, 1959).

C. — Macrofaune.

Dans le bois du « Bager », sur le bord de la route N. 618, à l'est de la ferme Nougué (voir carte au 1/20 000 Oloron n° 4), se trouve un affleurement fossilifère dont les coordonnées approximatives sont : $x = 371{,}660$ et $y = 94{,}520$.

Par la route nationale, ce gisement que j'ai signalé dans une note antérieure (R. Deloffre, 1962), se trouve à 2,600 km de la route de la tréfilerie, à l'entrée d'Arudy. Il fut primitivement découvert par A. Debourle.

On y voit des alternances de plaquettes marno-calcaires noires, schisteuses, à grain fin et de grès micacés en petits bancs, plus ou moins psammitiques et pyriteux, à éclat gris acier, avec des niveaux de calcaire gréseux, dur, ferrugineux, gris bleuté (Pl. XXII, 1 à 3).

Les plaquettes de marno-calcaire, noires, schisteuses et pyriteuses, livrent avec une fréquence relative des empreintes, parfois assez grosses (jusqu'à 30 cm de long). Le général M. Collignon y a déterminé :

Turrilites costatus Lamarck,
Turrilites costatus Lamarck, var. *costulatus* Perv.,
Hamites s. l. (*Stomohamites* sp.),
Anisoceras sp. (*cf. armatum* Sow.),
Acanthoceras sp.

Voici, en outre, les diagnoses du général M. Collignon :

« *Turrilites costatus* Lamarck (Pl. VI, 2).

Bibliographie extrêmement abondante : en particulier A. d'Orbigny (*Pal. Fr. Terr. Cret. Céphalopodes*, p. 598, pl. 145); Sharpe (*Description of the fossil, remains of Mollusca found in the chalk of England*, p. 66, pl. XXVII, fig. 1-5); Schluter (*Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide*, p. 125, pl. XXXVIII, fig. 1-5).

C'est une espèce très commune, caractérisée par ses côtes épaisses, peu serrées, plus ou moins obliques, prolongées par deux rangées de tubercules ronds sur la première rangée, allongés dans le sens de l'enroulement sur la seconde, à la suture. Les tours sont plus ou moins allongés, parfois trapus.

T. costatus Lmk. est caractéristique de la zone à *Schloenbachia varians* du Cénomanien des auteurs anglais. Ils n'y comprennent que deux zones, l'inférieure à *S. varians*, la supérieure à *Holaster subglobosus*.

Mais, E. Haug (traité, p. 1235) met nettement *T. costatus* à la partie supérieure de l'étage, p. 1237, 1238, 1240.

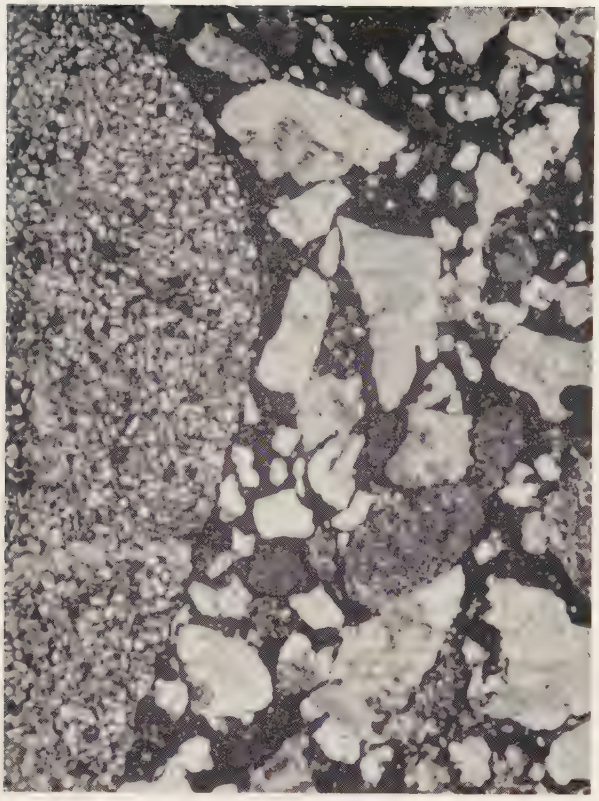
Cependant, en France, la stratigraphie du Cénomanien reste incertaine (voir Sornay, *Lexique stratigraphique*, p. 87). Sornay cite, en bloc, les fossiles caractéristiques du Cénomanien, sans les répartir en zones. A. d'Orbigny (1845) est plus précis, quand il dit (p. 600) que *T. costatus* caractérise la « Craie chloritée moyenne » bien au-dessus des couches à *Turrilites tuberculatus*..

A mon avis, *Turrilites costatus* caractérise la partie moyenne-supérieure de l'étage.

A noter que tous les exemplaires présentent des tours plus allongés que l'espèce commune : cela tient probablement tant à l'écrasement qu'à la grande taille des échantillons.

PLANCHE VII.

Anisoceras sp., grandeur nature. Gisement de la route du « Bager » d'Arudy (cliché J. Henry).



1

2

3

4

Turrilites costatus Lmk. var. *costulatus* Perv. (Pl. VI, 1), (Pervinquière : *Sur quelques Ammonites du Crétacé algérien*, p. 50, pl. V, fig. 6, 7).

Très voisine de *T. costatus*, cette variété s'en distingue par tous les petits tubercules au-dessus des tours et par des côtes plus fines et parfois plus nombreuses. Même niveau que *Turrilites costatus* Lamarck.

Anisoceras sp. (cf. *armatum* Sow.) (Pl. VII).

Il s'agit d'un Anisoceras à côtes simples, toutes tuberculées ventralement et dorsalement. Il rappelle des fossiles albiens tels que *A. armatum* Sow. (in Spath : *Ammonoidea of the Gault*, p. 543, fig. 191) qui comporte la même disposition des tubercules, mais avec de nombreuses côtes intercalaires sans tubercule (Albien supérieur), et « *Ancyloceras* » *pseudoarmatum* Schluter (*op. cit.*, p. 93, pl. XXXI, fig. 1, 3) du Campanien. Par contre, il y a ici des intercalaires sur la crosse, entre deux côtes à tubercules.

C'est tout ce que je puis dire sur cet exemplaire qui appartient à *une espèce encore inconnue du Cénomanien* (?) car, malgré de longues recherches, je n'ai rien trouvé qui puisse lui être rapporté. Elle se place véritablement au voisinage de *Anisoceras armatum* Sow. de l'Albien supérieur.

Stomohamites sp. (Pl. VI, 3).

Comme il n'y a pas de tubercules, il s'agit ici d'un « *Hamites* » *sensu lato*, plus exactement de *Stomohamites*.

Le genre va de l'Albien supérieur au Turonien inférieur. Les espèces les plus voisines appartiennent à l'Albien supérieur : *S. duplicatus* Pict. et Camp. (*in* Spath, *op. cit.*, p. 640, fig. 232) et *S. charpentieri* Pictet (*id.*, p. 642, fig. 233), toutes deux de l'Albien supérieur. L'état d'écrasement des fossiles ne permet pas de dire autre chose, d'autant plus qu'ils s'apparentent aussi à certains *Diplomoceratidae* tels que ceux décrits dans l'Inde par Kossmat (Kossmat : *Untersuchungen...*, pl. V) du Turonien - Santonien. Mais ici l'absence de cloisons empêche toute détermination exacte.

Acanthoceras sp. (s.l.) (Pl. VI, 4).

Le moulage à la cire donne une ornementation d'Acanthoceratidae. Mais comme la région externe n'existe pas, cette Ammonite reste indéterminable. Le genre Acanthoceras sensu lato est « Cénomanien partout ». »

Il faut noter que M. Lugeon et E. Gagnebin (1944) ont également signalé une Ammonite (probablement à rattacher au groupe de l'*Acanthoceras rotomagense*) dans le Cénomanien du Flysch de la Breggia (Tessin méridional). Ce niveau contient d'après R. Gandolfi (1942), *Rotalipora apenninica* Renz (niveau n° 63). Plus récemment, B. Ziegler (1961) a trouvé *Puzosia cf. subplanulata* (Schluter) dans la même région (voir p. 176).

La localité-type du Cénomanien, étage défini par d'Orbigny en 1847, est constitué par les environs du Mans (Sarthe). J. M. Hanckock (1959) y distingue trois zones d'Ammonites :

1. Calycoceras naviculare, Cénomanien supérieur.
2. Acanthoceras rotomagense, Cénomanien moyen.
3. Mantelliceras mantelli, Cénomanien inférieur.

La zone 1 montre également : Ostrea biauriculata, Rhynchonella compressa.

La zone 2 : Scaphites aequalis et Turrilites costatus.

La zone 3 : Pecten asper.

Les Ammonites du Bager, sans être très caractéristiques, me paraissent donc appartenir au Cénomanien moyen défini par J. M. Hanckock. P. Marie (1947) signale également *Rotalipora apenninica* Renz, associé à des Turrilites et petites Ammonites pyriteuses en de nombreux points de l'Afrique du Nord et dans le Cénomanien moyen de l'Aube.

Ce serait également la zone moyenne de Dupper (1952) et de F. Dalbiez (1955) à la frontière algéro-tunisienne. Ce dernier cite, en effet, un niveau situé à 200 mètres sous le Turonien, contenant *Puzosia paronae* Kilian, *Acanthoceras villei* Coq., *Acanthoceras newboldi* Kossin, *Acanthoceras rotomagense* Defr. var. *hippocostatum*, *Turrilites morrisi* Sharpe, *Baculites baculoides* Mant., *Hamites armatus* Sow.

La microfaune signalée est semblable à celle que j'ai trouvée dans le Bager. Les lavages ont, en effet, fourni quelques Foraminifères très pyritisés, parmi lesquels je citerai :

Rotalipora apenninica (Renz) (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (tr),
Anomalina cf. bentonensis Morrow (tr),

PLANCHE VIII.

1. *AX. 216* (x *18*). *Coupe de Nay. Brèche polygénique gréseuse à ciment pélitique. Cénomanien inférieur (Wildflysch).*

2. *AY. 928* (x *22*). *Coupe de Nay. Calcaire graveleux, détritique, à fond cristallin, contenant des débris d'Orbitolines, Cyclolines ?, Echinodermes, Mollusques. Cénomanien.*

3. *AY. 752* (x *36*). *Coupe de Nay. Calcaire cryptocristallin à nombreux gros Radiolaires. Turonien.*

4. *AY. 686* (x *22*). *Coupe de Nay. Calcaire grumeleux, en voie de silicification, dont une partie déjà transformée en « chert ». Coniacien.*

Pithonella cf. sphaerica (KAUFMANN) (tr),
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN (tr),
Trochammina gyroides CUSHMAN et WATERS (tr),
Marssonella oxycona REUSS (tr),
Ellipsoglandulina cf. exponens SILVESTRI (tr),
Dorothia sp. (tr)
Cuneolina sp. (tr),
Bathysiphon sp. (r).

Ils contenaient également des débris de Radiolaires, spicules de Spongiaires et Ostracodes pyritisés dans lesquels H. J. OERTLI a reconnu :

Neocythere sp.
Bairdia sp.
Xestoleberis sp.
Dolocytheridea sp.
Cytherella sp.

D. — MICROFAUNE.

Le peu d'abondance de la microfaune, en général, ne m'a permis de reconnaître que deux zones de Foraminifères dans le Cénomanien.

— Un Cénomanien inférieur à moyen, à *Rotalipora apenninica* RENZ, le plus souvent accompagné de *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI et sa variété *turbinata* REICHEL. On y trouve aussi fréquemment des Globigérines (*Hedbergella* de BRONNIMANN, 1958 et KLAUS, 1960, p. 700).

— Un Cénomanien supérieur où l'on voit apparaître *Rotalipora cushmani* MORROW (= *R. turonica* BROTZEN et *R. montsalvensis* MORNOD) avec *Rotalipora reicheli* MORNOD et *Thalmaninella brotzeni* SIGAL. J'y ai également observé des formes qui rappelaient des *Rugoglobigerina* (échantillon HD. 401 par exemple), bien que ce genre soit communément trouvé dans des niveaux plus jeunes, ainsi que le remarquait J. SIGAL (1956) (voir également BRONNIMANN, 1952). Il est possible que ces formes ornementées du Cénomanien supérieur appartiennent à la nouvelle espèce ornée : *Hedbergella hiltermanni* LOEBLICH et TAPPAN (1961) ?

Les deux zones que je propose, correspondent à peu près aux répartitions données par F. DALBIEZ (1955) en Tunisie et par R. BUSNARDO, M. DURAND-DELGA, P. FALLOT et J. SIGAL (1957 et 1958) au sud-est de l'Espagne ; bien que je ne puisse pas prétendre pouvoir définir un Cénomanien moyen. *Thalmaninella brotzeni* est, en effet, trop rare ou trop mal conservée dans les lavages. Or, on sait que J. SIGAL (1948) décrivait cette forme au Cénomanien moyen, à Sidi-Aïssa (Algérie).

L'extrême sommet de l'étage est parfois très riche en microfaune (*cf.* carrière de Géronce ou le bois du Bager). On y trouve souvent des *Daxia cenomana* CUVILLER et SZAKALL, ainsi qu'une grande abondance de *Rotalipora cushmani* MORROW, tandis que diminue le nombre des *Rotalipora apenninica* RENZ et que *Rotalipora reicheli* MORNOD est toujours peu fréquent.

Rotalipora cushmani MORROW a déjà été signalé en Aquitaine par J. KIKOINE (1947) et P. MARIE (1947-1948). Ce dernier auteur écrit que *R. cushmani* apparaît au Cénomanien supérieur pour s'éteindre au Turonien le plus inférieur. Par son abondance et seule, il caractérise dans le Bassin de Paris la zone à *Actinocamax plenus*. Associé à *R. apenninica*, il sert à reconnaître le Cénomanien supérieur.

P. MARIE signalait également la synonymie avec *Rotalipora turonica* BROTZEN, décrit dans les mêmes niveaux de Poméranie.

Selon J. MAGNE et J. POLVECHE (1960), les Rotalipores n'atteignent jamais le sommet de la zone à *Actinocamax plenus*. Tous les Rotalipores s'éteignent, d'après eux, avant la zone à *Inoceramus labiatus* et doivent être considérés comme tout à fait caractéristiques du Cénomanien. Il semble, en effet, que leur *disparition coïncide avec un Turonien net. Il subsiste peut-être encore quelques représentants du genre dans le Turonien très inférieur. Mais, d'après les auteurs, on y rencontre aussi les derniers* Actinocamax plenus.

Certains géologues, s'appuyant sur des études paléontologiques récentes, ont montré que l'on ne rencontrait pas en France les macrofaunes caractéristiques du Cénomanien supérieur et du Turonien basal ; *cf.* J.M. HANCKOCK (1959, p. 803), M.C. WRIGHT (1959, p. 767), J. WIEDMANN (1959, p. 709 et 807). Ils envisageaient une lacune de certains termes du Turonien inférieur et du Cénomanien. Il ne me semble pas logique, quant à moi, de supposer une lacune à la base du Turonien, dans la fosse du Flysch, sous le prétexte nullement démonstratif de l'absence de « grosses Globigérines » connues en Afrique du Nord à ce niveau stratigraphique (F. DALBIEZ, 1959, J. SIGAL, 1953).

En fait, c'est plutôt la partie inférieure du Cénomanien qui ne me paraît pas toujours représentée dans le terrain qui m'occupe, soit par lacune sédimentaire, soit par causes tectoniques. C'est le moment de la formation du Wildflysch et des premières émissions volcaniques. Le peu de profondeur probable des dépôts autorisait, en certains endroits abrités, la formations du calcaire zoogène que l'on retrouvera souvent dans les microbrèches.

Quand il est complet, on peut somme toute distinguer de bas en haut trois parties dans le Cénomanien flysch, subdivisions qui peuvent ne pas correspondre tout à fait aux zones d'Ammonites citées ci-dessus.

1. Wildflysch et premières manifestations volcaniques.
2. Zone à Rotalipora apenninica RENZ s. str.,
3. Zone à Rotalipora cushmani MORROW.

Je pense que *Rotalipora cushmani* MORROW, comme Foraminifère caractéristique d'une zone du Cénomanien supérieur, peut encore être utilisé. Il existe, en effet, en grande abondance dans ces niveaux. Mais, il faut signaler la récente découverte de quelques rares exemplaires de cette forme (?) (M^lle S. GUILLAUME et J. SIGAL) dès la zone à *Stoliczkaia dispar* (Vraconien). Le gisement se trouverait à la source bleue, à proximité du lac de Saint-Point, dans le Jura. Il s'agit, semble-t-il, d'une exception qui ne doit pas troubler, à mon avis, la répartition habituelle de ce Rotalipore typique du Cénomanien supérieur en Aquitaine.

TURONIEN

Cet étage fut défini par d'ORBIGNY, en 1842 et précisé en 1847. Sa région type est la Touraine.

1. — MACROFAUNE.

G. LECOINTRE (1949) reconnaît trois divisions :

— une zone supérieure à *Romaniceras deverianum*,
— une zone moyenne à *Romaniceras ornatissimum*,
— une zone inférieure à *Mammites nodosoides*.

Par ailleurs, J. M. HANCKOCK et M. C. WRIGHT (1959) font débuter le Turonien avec la zone à *Kanabiceras septemseriatum* et *Metoicoceras whitei* qui manquent en Europe occidentale. *Inoceramus labiatus* est présent dès la base. Pour E. BASSE (1959), *Metoicoceras pontieri* LERICHE se trouve dans la zone à *Inoceramus labiatus*, certainement turonienne.

2. — MICROFAUNE.

a) *Gümbélines.*

J'admets que l'apparition des Gümbélines coïncide avec la base du Turonien flysch. Ce sont alors de très petites formes et il s'agit, sans doute, de *Gümbelina moremani* CUSHMAN. J. MAGNE (1960) signale aussi la présence de ces Foraminifères planctoniques à ce niveau.

J'observe, en lames minces, un calcaire argileux contenant, outre ces très rares petits Gümbélines, des *Pithonella cf. sphaerica* (KAUFMANN, 1865) et *Pithonella ovalis* (KAUFMANN, 1865) (voir G. BIGNOT et L. LEZAUD, 1964)[1], ainsi que des restes de grosses Globigérines (*Hedbergella ?* ou *Praeglobotruncana ?* J. KLAUS, 1960, p. 700).

Le problème de la limite du Turonien-Cénomanien est cependant assez délicat. J'ai quelquefois remarqué l'apparition de très rares Gümbélines dès le Cénomanien terminal. Il me semble, toutefois, commode de continuer à utiliser ce repère pour marquer la base du Turonien, d'autant qu'il représente le cas général.

On trouve aussi, fréquemment, un autre microfaciès à la base du Turonien. C'est un calcaire microcristallin à *nombreux Radiolaires* dont *la taille, souvent grande,* varie énormément ainsi que le nombre. Il s'agit probablement de Radiolaires appartenant à l'ordre des *Sphaerellaria,* sous-ordre des *Sphaeroidea,* ainsi qu'à l'ordre des *Nassellaria,* sous-ordre des *Cyrtoidea.*

b) *Globotruncana helvetica* BOLLI

Si sa position semble admise entre la zone à *Rotalipora cushmani* et celle à *Globotruncana sigali,* la zone à *Globotruncana helvetica* BOLLI a subi bien des controverses quant à sa place stratigraphique exacte.

Je ne reviendrai pas sur les articles de E. SCHIJFSMA (1955), F. DALBIEZ (1956) ou de J. SIGAL (1956) et J. KLAUS (1960).

Dans la région du Kef (frontière algéro-tunisienne), *G. helvetica* BOLLI se trouve avec *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. et *Acanthoceras* cf. *douvillei* PERV., deux macrofossiles du Turonien inférieur. Par ailleurs, E. SCHIJFSMA (1955) la signale avec *Hippurites requieni* MATH. (cité dans le Turonien inférieur par M. COLLIGNON, 1959) et *Lewisiceras peramplus* MANT. 1822 (Turonien inférieur pour E. BASSE, 1959). Cette dernière forme est mentionnée par R. C. MOORE (1957, p. 377) du Cénomanien supérieur au Coniacien.

Pour J. KLAUS (1960, p. 698), la présence d'exemplaires de *Globotruncana helvetica* BOLLI bien constitués, dans des niveaux datés par *Neoptychites cephalotus* COURTILLER 1960 (Turonien inférieur d'après R. C. MOORE, p. 421) et autres formes du Ligérien, dans la région de Morsott (Algérie), rapportée par J. SIGAL (1956, p. 37), confirme également l'apparition de *Globotruncana helvetica* au Turonien inférieur.

Elles apparaissent, pour moi, au-dessus des calcaires de base à petites Gümbélines et gros Radiolaires et disparaissent avec la fin de l'étage.

CONIACIEN

Il fut défini en 1857 par COQUAND, à Cognac (Charentes). Deux zones d'Ammonites sont en général distinguées :

— Une zone inférieure à *Barroisiceras haberfellneri,*
— Une zone supérieure à *Parabehavites emscheris.*

L'introduction du Coniacien en Aquitaine, dans la série du Flysch, semble devoir revenir à P. MARIE

1. J'ai également utilisé les noms de *Lagena* et *Fissurina,* d'un langage plus courant, mais sans doute moins exact.

et J. P. Destombes (1947). Cette idée fut combattue à l'époque par Y. Gubler qui, reprenant les conclusions de son travail sur le Flysch au sud de Pau (1946, p.418) dit en observation à la note de P. Marie (1947) :

« Le Coniacien n'est connu avec certitude que dans les séries calcaires des Corbières ou du nord de l'Aquitaine. Dans la zone du Flysch, il paraît correspondre à une lacune dans la sédimentation, antérieure à la transgression du Santonien daté par les couches à *Micraster corbaricus*... »

A propos de la note de J. Sigal (1948), P. Marie signale que la non-reconnaissance du Coniacien en Aquitaine, n'implique pas forcément sa non-existence. Cette remarque est justifiée et l'absence de cet étage n'était due, semble-t-il, qu'à la non-reconnaissance, il y a une quinzaine d'années, des zones micropaléontologiques qui sont à présent adoptées.

Il est évident qu'en l'absence de toute macrofaune, je ne peux certifier la présence du Coniacien dans la fosse du Flysch. Mais la zone à *Globotruncana schneegansi* et *G. sigali* existe. De plus, il paraît plus logique de penser qu'aucune lacune n'a marqué la sédimentation dans la fosse subsidente du Flysch crétacé supérieur. J. de Lapparent (1924) disait déjà : « Ce que M. Stuart-Menteath a nommé Flysch pour les Pyrénées occidentales, comprend des terrains dont l'âge va du Cénomanien supérieur à l'Eocène et qui témoignent d'une sédimentation continue pendant toute la durée de cette période ».

Zone a Globotruncana schneegansi Sigal et Globotruncana sigali Reichel

On peut remarquer la présence, dans la zone à *Globotruncana schneegansi* Sigal et *Globotruncana sigali* Reichel, d'Ammonites signalées par M. Collignon (1959, tab. III, p. 47) à Madagascar, dans le Coniacien inférieur.

Pour F. Dalbiez (1955), cette zone s'étend du Turonien supérieur au Coniacien supérieur. Elle voit apparaître, dès sa base, avec *G. schneegansi* et *G. sigali*, *G. lapparenti coronata* Bolli et *G. lapparenti angusticarinata* Gandolfi, en sa partie médiane, *G. fornicata*.

Si nous en croyons J. Sigal (1952) ou J. Klaus (1960), la limite turono-coniacienne se placerait à l'intérieur de la zone à G. *schneegansi*. Cependant, les macrofaunes appartenant à cette zone et données par F. Dalbiez en Tunisie, *Mortoniceras serratomarginatum* Redt., *Mortoniceras bourgeoisi* d'Orb. et *Peroniceras subtricarinatum* d'Orb. sont citées du Coniacien.

J'ai également observé dans les faciès calcaires, la présence de Coskinolines avec *Valvulammina picardi* Henson, 1948, *Valvulammina parrelloides* Magne et Sigal, 1954. Cette dernière forme est signalée par ses auteurs dans un niveau situé 100 m au-dessus d'un horizon à *Barroisiceras haberfellneri*, *Tissotia tunisiensis* et *Heterotissotia neoceratites*.

Ces calcaires organogènes, parfois microbréchiques, à chailles nombreuses, ont des analogies certaines avec le Coniacien d'Espagne (*cf.* J. Schwendiman, 1963).

SANTONIEN

Cet étage a été défini par Coquand (1857) dans les environs de la ville de Saintes (Charente-Maritime).

On y distingue deux zones d'Ammonites :

— une zone supérieure à *Placenticeras syrtale* et *Eupachydiscus ismlensis*,

— une zone inférieure à *Texanites texanus*.

Rappelons que, pour J. Hofker (1959), le Santonien de Saintes serait du Campanien très élevé, au sens des Allemands.

1. — Zone a Globotruncana concavata Brotzen

Le Santonien se paralléliserait avec la zone à *Globotruncana concavata* Brotzen (syn. : *G. asymetrica* Sigal et *G. ventricosa* White).

Cette espèce a été considérée comme typique du Santonien par Mornod (1949, p. 591-593), I. de Klasz (1953, p. 137), F. Dalbiez (1955, p. 167-169), Bolli (1957, p. 53-57), Reiss (1957, p. V et VII), Glintzboeckel et Magne (1959, p. 58), Allard, etc. (1959, p. 602-603 et 638). Elle a été signalée avec des Ammonites du Santonien inférieur à Madagascar par M. Collignon (1959, tabl. p. 49).

J. Klaus (1960) tout en admettant la présence de *G. asymetrica* au sommet du Santonien, voit débuter cette forme dans le Coniacien moyen ou même inférieur. La limite Coniacien-Santonien se placerait à l'intérieur de cette zone.

La note de I. de Klasz (1961) montre l'existence de cette forme avec des macrofaunes, telles que *Barroisiceras haberfellneri* Hauer, 1866 et *Gauthiericeras margae* Schluter, 1867 appartenant à du Coniacien (*cf.* R.C. Moore, 1957).

Signalons enfin que Bolli (1957, p. 57) fait une distinction entre les formes de *G. concavata* Brotzen et *G. ventricosa* White. Il leur attribue une répartition complémentaire. *G. concavata* Brotzen est limitée au Coniacien terminal et au Santonien inférieur, *G. ventricosa* White au Santonien supérieur et au Campanien. En outre, d'après cet auteur, les figurations données par F. Dalbiez en 1955 comme étant *Globotruncana ventricosa ventricosa* White, *G. ventricosa carinata* Dalbiez et *G. ventricosa primitiva* Dalbiez, sont analogues aux espèces *G. concavata* Brotzen, *G. ventricosa* White et *G. renzi* Gandolfi ?

2. — Couches rouges.

Appartenant au Santonien moyen à supérieur, ce repère lithologique est facile à observer sur le terrain. J'ai eu la chance de trouver cet horizon, en même position semble-t-il, en plusieurs points de la région entre Lasseube et Rébénacq. On y trouve :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen,
Globotruncana lapparenti coronata Bolli,
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau.

Mme Y. Gubler (1946, p. 414-415) signalait déjà ce niveau rouge dans son étude sur le Flysch au sud de Pau :

« ... Des marnes grises très tendres, riches en *Globotruncana linnei* (dans le lit du Neez), prennent là, localement, une *teinte rouge vineux* qui pourrait les (faire) confondre avec les marnes lie-de-vin du Trias qui jalonnent l'accident du pic de Rébénacq, si l'examen microscopique n'y révélait la présence de Globotruncana et de Globigérines. »

Qu'il me soit permis de faire, à propos de ces couches rouges, une simple remarque sur une coïncidence peut-être fortuite. J. Klaus (1960) termine l'examen de la microfaune du complexe schisteux intermédiaire, par le niveau à couches rouges du synclinal de la Gruyère :

« Nous constatons la présence, sans préparation, de *G. linneiana* d'Orb., *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. lapparenti coronata* Bolli... »

Par ailleurs, le même auteur (1960 *b*, p. 709) signale dans l'anticlinal d'Aï, une série de calcaires marneux dont le sommet est panaché de rouge. Jeannet (1918) y mentionne *Stegaster gillieroni* de Lor. Ce niveau contient également :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen,
Globotruncana lapparenti coronata Bolli,
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau.

J. Klaus (1960, p. 709) pense à du Coniacien.

3. — Le calcaire a Orbitoides.

Sur le terrain, il m'a semblé facile de placer la limite supérieure du Santonien à l'apparition brusque, dans un banc de calcaire, de toute une faune de grands Foraminifères épicontinentaux dont *Orbitoïdes tissoti* Schlumberger var. *densa* Astre.

Cette limite peut-être conventionnelle, mais du moins pratique, permet d'allier un repère paléontologique à un faciès lithologique.

Les Orbitoïdæ apparaissent au Santonien avec *Monolepidorbis*, d'après Y. Gubler (1948). Pour Mme M. Neumann (1958), ils commencent au Santonien moyen. A ce propos, elle écrit : « Il semble qu'en Aquitaine, le Santonien à Orbitoïdes soit peu représenté. On pourrait rapporter à cet étage certains affleurements du sud de Pau, le long de la vallée du Soust. Les calcaires y renferment une faune rappelant celle des calcaires santoniens de la Sierra del Montsech, province de Lerida (Espagne). »

Ce même niveau contient des Subalvéolines, signalées par Y. Gubler (1946, p. 415 et 418) avec des Lacazines, Méandropsines, *Spirocyclina choffati* Munier-Chalmas et une microfaune remaniée.

On sait que les Subalvéolines, citées au Campanien par Reichel (1936), ont été trouvées dans le Santonien de Tercis (Landes) par J. Cuvillier (1956, pl. XLV) et récemment encore par Mme Seronie-Vivien (1961) en Périgord.

Il me semble, également, que ce « Calcaire à Orbitoïdes » a des affinités probables avec le Santonien des Martigues décrit par P. Marie (1959).

Ce faciès contient aussi fréquemment des *Nummofallotia* (*Nonionina*) *cretacea* (Schlumbergfr), Foraminifères que l'on connaît à partir du Coniacien (*cf.* J. Barrier et M. Neumann, 1959). Dans une même plaque mince, on peut trouver des degrés de recristallisation très variables. Pour J. Barrier et M. Neumann, cette épigénisation serait due à la nature même du test de cet organisme. Cette forme représente probablement plusieurs espèces et je ne suis pas loin de penser que « *Nummulites* » *cretaceus* Perebaskine (1943) en serait une variété. Ce Foraminifère serait *Goupillaudina senonicus* Perebaskine pour P. Marie (1957).

On observe encore dans ce calcaire, la présence de ce que l'on appelait anciennement Operculinella. Il s'agit de la forme *Goupillaudina daguini* Marie (1957) (synonymies : *Daviesina* de J. Hofker, 1959 = ? *Operculina franchii* Zuff.-Com.) et probablement aussi *Goupillaudina lecointrei*. P. Marie propose un âge Maestrichtien inférieur et Campanien supérieur pour la première espèce, Santonien + Coniacien pour la seconde. Cette dernière a des dimensions réduites, un unique tour évolute de douze loges et une ornementation du côté ombilical. Elle se rapproche de *G. daguini* dont les loges sont plus nombreuses et un peu plus allongées et dont le côté ombilical est dénué d'ornementation.

Signalons également que *Goupillaudina sanctipetri* Marie correspondrait aux boutons de « *Nonionina* » *cretacea* d'après J. Barrier et M. Neumann (1959).

On a l'impression que cette systématique n'est pas encore tout à fait au point et varie énormément selon les auteurs.

CAMPANIEN

L'étage fut défini en 1857 par Coquand dans la Champagne des Charentes.

On distingue quatre zone d'Ammonites :

— Zone inférieure à *Placenticeras bidorsatum*,

— Zone à *Delawarella delawarensis*,
— Zone à *Hoplitoplacenticeras vari*,
— Zone supérieure à *Bostrychoceras polyplocum*.

Au point de vue micropaléontologique, nous n'avons mis que deux biozones en évidence :

1. — Zone a Globotruncana elevata s.l.

Cette forme est appelée par F. Dalbiez (1955) : *Globotruncana elevata elevata* (Syn. : *Rotalia elevata* Brotzen 1934 et *Glt. andori* de Klasz, 1953).

Beaucoup de formes identifiées comme *G. rosetta* (Carsey, 1926) ou comme *G. stuarti* (Cushman, 1946, pl. 62, *fig.* 5 a-c) correspondent, en fait, à *Globotruncana elevata elevata*.

F. Dalbiez a introduit une nouvelle sous-espèce *Globotruncana elevata stuartiformis* qui est aussi une forme du Campanien.

Globotruncana elevata Brotzen 1934 a été attribuée au Campanien inférieur par de Klasz (1953) en Bavière, par F. Dalbiez (1955) en Afrique du Nord, Allard, etc. (1959) en Aquitaine. Toutefois, cette forme vient également d'être découverte dans le Santonien supérieur des Corbières, daté par une importante macrofaune (P. Marie, 1961).

Il est évident que l'on retrouve toujours les mêmes difficultés pour faire cadrer ensemble les zones micropaléontologiques et la notion d'étage basée sur des répartitions de macrofaunes, répartitions qui sont, elles-mêmes souvent conventionnelles et, par conséquent, sujettes à varier avec les paléontologistes ou les pays.

2. — Zone a Globotruncana calcarata CUSHMAN.

La partie supérieure du Campanien fournit un excellent repère micropaléontologique et stratigraphique à la fois, sur lequel tous les spécialistes semblent à présent s'accorder.

Il s'agit de la zone à *Globotruncana calcarata*, Foraminifère décrit par Cushman en 1927 au Mexique et au Texas et qui se trouve localisé dans les derniers mètres du Campanien. Par suite de sa répartition géographique très large et de sa faible extension verticale, c'est un très bon jalon dans le Crétacé supérieur.

H. Bartenstein (1948) écrit par exemple :

« Nous soulignons l'importance comme fossile caractéristique, de *Globotruncana calcarata* par sa forme bien typique et par sa grande extension géographique, pour le Campanien ou il semble qu'elle soit localisée dans un horizon restreint du Campanien élevé. »

Cette Globotruncana si curieuse se trouve aussi bien en Amérique qu'en Russie, dans le Sud de la France qu'en Afrique du Nord, en Autriche qu'en Asie centrale. Nombreux sont les auteurs qui la citent. Je nommerai par exemple : P. Marie (1936, 1941, 1943, 1947), A. Orlini (1949), J. Kikoine, Z. Reiss (1952), G. Aurouze et I. de Klasz (1954), Allard, etc. (1959), qui l'observent au sommet du Campanien.

En Algérie, J. Sigal (1952) signale *G. calcarata* Cushman dans les marnes qui surmontent les bancs à *Bostrychoceras polyplocum* (= *Turrilites polyplocus* Roemer 1841), fossile repère de la partie supérieure du Campanien supérieur d'après J.A. Jeletzky (1951, p. 18 et 19), de même que pour R.C. Moore (1957, p. 224); et en Tunisie dans le niveau à *Scaphites hypocrepis*.

C'est la disparition de *G. calcarata* qui détermine, selon J. Sigal (1952), la limite Campanien-Maestrichtien ; j'ai adopté ce point de vue.

Je trouve cette forme sur une épaisseur d'une centaine de mètres (par exemple à Lasseube) en compagnie de petites et assez rares *Globotruncana stuarti* de Lapparent et *G. elevata* Brotzen, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti coronata* Bolli, *G. lapparenti tricarinata* Quereau, *G. lapparenti angusticarinata* Gandolfi, *G. fornicata* Plummer, *G. plicata* White, *G. arca* Cushman, ainsi que de nombreuses Gümbélines et *Reussella szajnochae* Grzybowski.

Je n'ai pas trouvé *Bolivina incrassata* souvent citée à ce niveau (White, 1929; G. Aurouze et de Klasz, 1954). Par contre, il y a déjà apparition de *Reussella szajnochae* décrite par Grzybowski en 1895 ; elle a été reconnue par M.P. White (1929) au Mexique, dans le « Papagallos supérieur » et tout le « Mendez ». Le Papagallos est parallélisé le plus souvent avec le Campanien et le Mendez avec le Maestrichtien. Glaessner (1939) place *Reussella szajnochae* provenant des couches du Caucase dans le Campanien-Maestrichtien. En 1948, il la considère comme un fossile caractéristique du Sénonien supérieur (Maestrichtien inclus).

MAESTRICHTIEN

A. Dumont (1849) fut le premier à utiliser le terme « Maestrichtien » qu'il limitait au tuf crayeux de Maestricht.

A présent, les limites générales de cet étage sont envisagées exactement de la même façon par les savants contemporains de l'Europe occidentale. R. Abrard (1948), J.A. Jeletzky (1948-1951), L. Riedel (1949), O. Seitz (1952), C.A. Wicher (1953), J. Hofker (1956), D.P. Nadjin (1958-1960), etc.

On fixe la base de l'étage à l'apparition de *Belemnella lanceolata* Sinz (*cf.* A. D. Arkhangelskij, 1912) en compagnie de :

Discoscaphites constrictus Sow.,
Acanthoscaphites tridens Kner.,
Baculites anceps Lamk. var. *leopoliensis* Sow.,
Bostrychoceras schloenbachi Favre.

Le Maestrichtien supérieur se place à la disparition des formes proches de *Belemnella lanceolata* SING. et *Acanthoscaphites tridens* KNER.

Micropaléontologiquement cet étage est également bien défini. Depuis A. d'ORBIGNY (1840), on peut citer les travaux de B. KELLER (1939), P. MARIE (1941, 1943, 1947), M.B. CITA (1948), S.E. NAKKADY (1950), N. TILEV (1951), H.S. EDGELL (1957), J. HOFKER (1958 et 1960), H. BOLLI (1960), etc.

1. — ZONE A G. STUARTI DE LAPPARENT

En ce qui concerne les zones du Maestrichtien, on peut consulter les travaux de J. KIKOINE (1947), H.S. EDGELL (1954), J. HOFKER (1960) ou Z. REISS (1954).

Globotruncana stuarti de LAPPARENT est le Foraminifère caractéristique parmi de nombreuses autres « Rosalines » dont *G. falsostuarti* SIGAL 1952. Celle-ci peut se définir, d'après son « créateur », comme une *G. stuarti* à test biconvexe ou plus vraisemblablement une *G. rosetta* différenciée par la forme, la taille et le nombre des loges. Il s'agit, en somme, d'une grande et grosse *G. stuarti* à périphérie lobée. Il faut la considérer comme une sous-espèce de *G. conica* WHITE (1928) ayant évolué en une grande forme biconvexe (F. DALBIEZ, 1955) et le spécimen de *G. conica* WHITE, figuré par H. BOLLI (1951, pl. 34, *fig.* 13-15) serait, en fait, une *G. falsostuarti* SIGAL.

C'est à la fin de cette zone que disparaît *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN.

2. — ZONE A G. CONTUSA CUSHMAN.

Ce niveau correspond, à peu près, à l'entité lithologique appelée « Marnes de Nay ». Les « Rosalines achèvent leur évolution, on sent la fin d'un phylum » (J. SIGAL, 1952) : « Abondance de formes coniques après lesquelles on ne voit pas très bien où l'évolution pourrait nous mener, explosion de formes simples ou globigériniformes encore ou pustuleuses. » (Par exemple *Rugoglobigerina rugosa*, voir J. HOFKER, 1961).

A partir du Campanien supérieur, la concavité du côté dorsal varie considérablement chez *G. fornicata* PLUMMER, 1931. Elle deviendrait alors *G. conica* WHITE var. *plicata* WHITE, 1928 (p. 285, pl. 38, *fig.* 8) qui est anguleuse vue de haut, avec un côté ventral plat ou concave, des sutures dirigées en avant, les deux carènes nettement développées et un côté dorsal très conique. Cette Globotruncana serait synonyme de *G. arca* var. *contusa* de M.F. GLAESSNER (1937).

Au Maestrichtien supérieur, le côté dorsal devenant de plus en plus conique, on observe une forme en grelot, presque globuleuse, avec une véritable invagination du bandeau carénal. Il s'agit de *Globotruncana contusa* décrite par J.A. CUSHMAN en 1926 (p. 23) (*cf.* également J.C. TROELSEN, 1955). C'est aussi la mutation caliciforme dont parle J. de LAPPARENT (1918, p. 8, *fig.* 2j et pl. I, *fig.* 2) qu'il trouve dans les couches à Stegasters (p. 111) de la région d'Hendaye. C'est enfin la *G. calciformis* de VOGLER (1941). Il y a là une véritable évolution vers un modèle de plus en plus conique dans une même lignée de Rosalines avec, d'ailleurs, toutes les formes intermédiaires possibles entre les spécimens typiques (F. DALBIEZ, 1955).

G. contusa CUSHMAN 1926 est une espèce, en général assez grande, avec une périphérie pentagonale non lobée. Le côté ombilical est, le plus souvent, plat. Les deux carènes sont extrêmement rapprochées et fréquemment confondues. Les sutures courtes, fortement incurvées et inclinées vers l'arrière, aboutissent tangentiellement à la périphérie, elles sont ornées de pustules en assez fort relief.

L'espèce bicarénée *G. mayaroensis* BOLLI 1951, (ou *Abathomphalus mayaroensis* BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN, 1957), bien que généralement présente au sommet du Maestrichtien, peut cependant ne pas y être observée. C'est pourquoi je n'ai pas cru devoir utiliser systématiquement cette dernière zone micropaléontologique qui représenterait, en fait, la partie supérieure de la zone à *G. contusa*.

3. — MICROBRÈCHES DU MAESTRICHTIEN SUPÉRIEUR.

Des calcaires gréseux microbréchiques montrent des associations typiques de grands Foraminifères que l'on rencontre normalement dans les calcaires épicontinentaux. On peut découvrir ainsi : *Orbitoïdes media, Lepidorbitoïdes socialis, Orbitoïdes apiculata, Simplorbites gensacicus, Omphalocyclus macroporus, Siderolites calcitrapoïdes* et *S. vidali.*

M^me^ M. NEUMANN (1958) a noté que l'espèce *Omphalocyclus macroporus* est bien plus abondante dans les calcaires intercalés avec les marnes à Globotruncana du faciès flysch que dans ceux du nord à faciès épicontinentaux.

Il faut en conclure que des conditions favorables au développement de ces grands Foraminifères devaient exister, dans la zone du Flysch, au Maestrichtien supérieur.

4. — « MARNES DE NAY »

C'est dans le niveau des « Marnes de Nay » que J. SEUNES (1890) a signalé (*cf.* p. 183 à 191) une fréquente macrofaune dont on peut citer :

Pachydiscus neubergicus SEUNES,
Pachydiscus jacquoti SEUNES,
Pachydiscus fresvillensis SEUNES,
Hamites recticostatus SEUNES.

ainsi qu'une très riche faune d'Echinides (Stegaster, Gibbaster, Echinocorys, Echinoconus...), des Lamellibranches (Inoceramus, Ostrea...) et des Brachiopodes (Terebratula, Rhynchonella). Les gisements de cet auteur seront mentionnés dans le texte et placés sur la carte, ainsi que ceux que j'ai trouvés.

La limite supérieure du Maestrichtien correspond à la disparition brutale des « Rosalines ». Celles qu'on a pu signaler au-delà étaient en effet remaniées dans les sédiments (J. de LAPPARENT, 1924 ; Y. GUBLER, 1946). Il y a ainsi une très nette coupure marquée par l'extinction totale des formes pélagiques typiquement crétacées et l'apparition soudaine de nouvelles associations.

Comme écrit J. de LAPPARENT (1924) : « Si nous nous en tenions à la considération des dépôts du Flysch crétacé et éocène, nous dirions volontiers qu'à la fin du Sénonien les temps sont « révolus ». Le Danien marque l'aurore d'une nouvelle ère qui, plus tard, dans le cours de ce qu'on nomme l'Eocène, aura ses dépôts caractérisés par des Nummulites. »

CONCLUSION

J'ai tenté de diviser en zones de répartition de Foraminifères, cette épaisse série du Crétacé supérieur pyrénéen occidental. Il est possible que le fait de vouloir calquer ces zones sur la suite des étages, paraisse un peu fragile. Ce n'est qu'un essai et je ne peux prétendre à son exactitude absolue. Elle n'est sans doute qu'apparente et très relative (voir *fig.* 14 et 16).

Quoi qu'il en soit, les zones, en elles-mêmes, sont valables et permettent de progresser dans la connais-

Etages	*Zones d'Ammonites*	*Principaux autres fossiles caractéristiques*		
		Autres Mollusques	Echinodermes et Brachiopodes	Foraminifères
DANIEN	Hercoglossa danica		Echinocorys pyrenaicus Micraster tercensis	Globigerina daubjergensis
MAESTRICHTIEN	Pachydiscus neubergicus	Inoceramus impressus	Cidaris faujasi	Globotruncana contusa
				Globotruncana stuarti
CAMPANIEN	Bostrychoceras polyplocum	Belemnitella mucronata	Echinocorys arnaudi	Globotruncana calcarata
	Hoplitoplacenticeras vari	Actinocamax quadratus	Micraster gibbus Micraster brongniarti	Globotruncana elevata s.l.
	Delawarella delawarensis		Clypeolampas leskei	
	Placenticeras bidorsatum	Actinocamax granulatus	Micraster regularis	
SANTONIEN	Placenticeras syrtale	Inoceramus cancellatus	Micraster leviporus	Globotruncana concavata
	Texanites texanus	Sphaerulites coquandi	Micraster coranguinum	
CONIACIEN	Parabehavites emscheris	Inoceramus cordiformis	Rhynchonella vespertilio	Globotruncana schneegansi
	Barroisiceras haberfellneri	Actinocamax westphalicus	Micraster cortestudinarium	
TURONIEN	Romaniceras deverianum	Inoceramus cuvieri	Holaster planus Terebratula bourgeoisi	Globotruncana helvetica
	Romaniceras bizeti	Inoceramus labiatus	Micraster michelini	
	Mammites nodosoides		Rhynchonella cuvieri	
CÉNOMANIEN ..	Calycoceras naviculare	Actinocamax plenus Ostrea biauriculata Caprina adversa	Rhynchonella compressa	Rotalipora cushmani
	Acanthoceras rotomagense		Holaster subglobosus	Rotalipora apenninica
	Mantelliceras mantelli	Pecten asper	Holaster nodulosus	
ALBIEN SUP. (VRACONIEN) ..	Stoliczkaia dispar			Ticinella robert i
	Arrhaphoceras studeri			

FIG. 14. — *Essai de corrélations des zones biostratigraphiques reconnues dans le Crétacé supérieur.*

Etages	Nom de formations	Lithologie caractéristique	Zones * micro-paléontologiques	Associations de microfaune type	Microfacies repères	Macrofaune	Principaux gisements
MAESTRICHTIEN.	« *Marnes de Nay* » « calcaire argileux d'Estialescq »	Marne verdâtre plus ou moins carbonatée ou calcaire argileux crème, gélif ; rares lits de grès.	G. contusa	G. mayaroensis et G. stuarti. G. contusa et G. stuarti. disparition de G. lapparenti lapparenti.		Pachydiscus neubergicus Pachydiscus jacquoti Pachydiscus fresvillensis Hamites recticostatus, Nombreux Echinides, Helminthoïdes, Spirophytons.	*Macrofaune :* Coupe de Nay, Coupe de Gan, Estialescq (Bigard).
		Gros bancs de calcaire argileux blanc à crème à nombreux Fucoïdes et débris d'Inocérames.	G. stuarti	G. stuarti, G. plicata, G. falsostuarti, G. lapparenti, G. rosetta, G. arca... Bolivina incrassata, Ventilabrella eggeri, Planoglobulina acervulinoïdes, Pseudotextularia varians...	Calcaire microbréchique gréseux, à Orbitoïdes media, Lepidorbitoïdes socialis, Orbitoïdes apiculata, Simplorbites gensacicus, Omphalocyelus macroporus...	Epiphylloceras mikobokense Collignon.	Derrière la gendarmerie de Nay, Carrière Labesque (coupe de Gan). Sud de Cardesse (D. 9). *Microfaciès :* Coupe de Nay, Coupe de Gan.
CAMPANIEN	« dalles d'Asson » (région de Nay)	Grès en gros bancs, souvent de couleur ocre.	G. calcarata	G. calcarata, G. stuarti. G. elevata...	Calcaire à Orbitoïdes media et Siderolites sp.	Helminthoïdes.	Carrière Pareil, Coupe de Gan (km 5). Ruisseau La Bastarde (S. Lasseube).
			G. elevata	G. elevata elevata, G. elevata stuartiformis, G. arca, G. fornicata, G. lapparenti... apparition de Reussella szajnochae.	Calcaire gréseux à grès calcaire à Orbitoïdes media. Siderolites calcitrapoïdes, Siderolites vidali, Nummofallotia cretacea, Meandropsina sp.		*Microfaciès :* Coupe de Nay.
SANTONIEN	Calcaire à Orbitoïdes » « couches rouges »	Calcaire dur, massif, bleuté, légèrement siliceux. Marnes rouges à lie-de-vin.	G. concavata	G. arca (au sommet)... G. concavata = G. asymetrica = G. ventricosa. G. lapparenti lapparenti, — angusticarinata — tricarinata, — coronata, G. fornicata...	Calcaire à Orbitoïdes tissoti var. densa, Meandropsina, Spirocyclina choffati, Lacazina compressa et elongata, Lockhartia sp., Goupillaudina sp...		*Microfaciès :* Carrière Palisse (N. Rébénacq), Beez (f. Cassagne), S.E. f. Langle, E. f. Priou (Soust), Baysole (f. Playrat). *Couches rouges :* N. de Rébénacq (R. de Préchacq), Haut-de-Gan.
CONIACIEN	« dalles de Bidache »	Gros bancs de calcaire argileux, plus ou moins induré, bleu grisâtre, dur, se débitant en plaquettes (bancs de 1 à 2 m). Calcaire à lits siliceux ou à chailles.	G. schneegansi	G. schneegansi G. sigali, G. lapparenti coronata, — angusticarinata G. fornicata, Rotalia (Siderolites) aff. skourensis...	Calcaire organogène, parfois microbréchique, à Valvulammina picardi et V. parrelloïdes, Coskinolines...		*Microfaciès :* Soust. *Lithologie :* Coupe de Nay (S. Asson), E. Rébénacq (f. Barrère), Lasseube (f. Bécas et Latournarie), Carrière de Bidos.
TURONIEN	« première barre calcaire (G. Viers) » (pays calcaire)	Roches éruptives à grands cristaux de hornblende (théralite) (pays gréseux).	G. helvetica	G. helvetica, G. renzi, G. lapparenti lapparenti, Praeglobotruncana stephani, — var. turbinata. apparition des Gümbélines (G. aff. moremani Cushman).	Calcaire cryptocristallin ou microcristallin à nombreux *gros Radiolaires* (Sphaerellaria et Nassellaria), Gümbélines, Globigérines...		*Microfaune :* Coupe de Nay, Lasseube, Coupe R. Termy (S. Oloron). *Microfaciès à Radiolaires :* Coupe de Nay, R. du Herran, Coupe de Lasseube (D. 34), Coupe au N. d'Hoquy. *Roches éruptives :* Bois du Bager, Buzy. *Formation :* Rte. de Chabalgoïty, Cambeillon.
CENOMANIEN ...	Wildflysch	Microbrèches et niveaux calcaires zoogènes. Roches éruptives (épisyénite à globulites de calcite, pillow-lavas, coulées prismées...). Brèches à gros éléments, restes de lydiennes.	R. cushmani R. apenninica	marnes avec : R. cushmani = R. turonica = R. montsalvensis, R. reicheli, R. apenninica... calcaires avec : Ovalveolina ovum, Praealveolina tenuis, Pseudolituonella reicheli, Chrysalidina gradata, Dictyopsella kiliani. Rotalipora apenninica, Praeglobotruncana stephani et var. turbinata. Orbitolina conoïdea et O. subconcava, Praealveolina cretacea, Trocholina lenticularis...		Turrilites costatus, T. costatus var. costulatus, Stomohamites sp., Anisoceras cf. armatum, Acanthoceras sp. Puzosia cf. subplanulata.	*Microfaune :* Carrière de Géronce, Lasseubetat. *Macrofaune :* Bois du Bager et N.E. pic Eretçu (f. Erbinart). *Roches éruptives :* Pélégria, Carrière Rébichet, W. Arudy, Herrère, Chabalgoity, Claverie. *Formation :* Gave d'Ossau (W. Arudy), région d'Urdach.
VRACONIEN	« Marnes à spicules de Spongiaires » ou « Marnes de Saint-Palais »	— Niveau à « septarias ». — Marnes ou calcaires argileux noirs, en petites plaquettes.	Ticinella roberti	Ticinella roberti, Thalmaninella ticinensis, Planomalina buxtorfi, Epistomina scaphiolocula, Epistomina charlottae...		Belem nites semicanulicalatus, Rhynchonella sulcata.	*Macrofaune :* N. Ste-Colome. *Microfaune :* Lit du Bresiau, S.W. f. Tinaut, E. de Bélair (ruisseau de la ferme Higuères), Carrière Rébichet (S. Herrère).

* Espacement où la forme indiquée est la plus expressive, sans tenir compte de sa réelle répartition.

FIG. 15. — *Tableau résumé des éléments de datation de la région étudiée.*

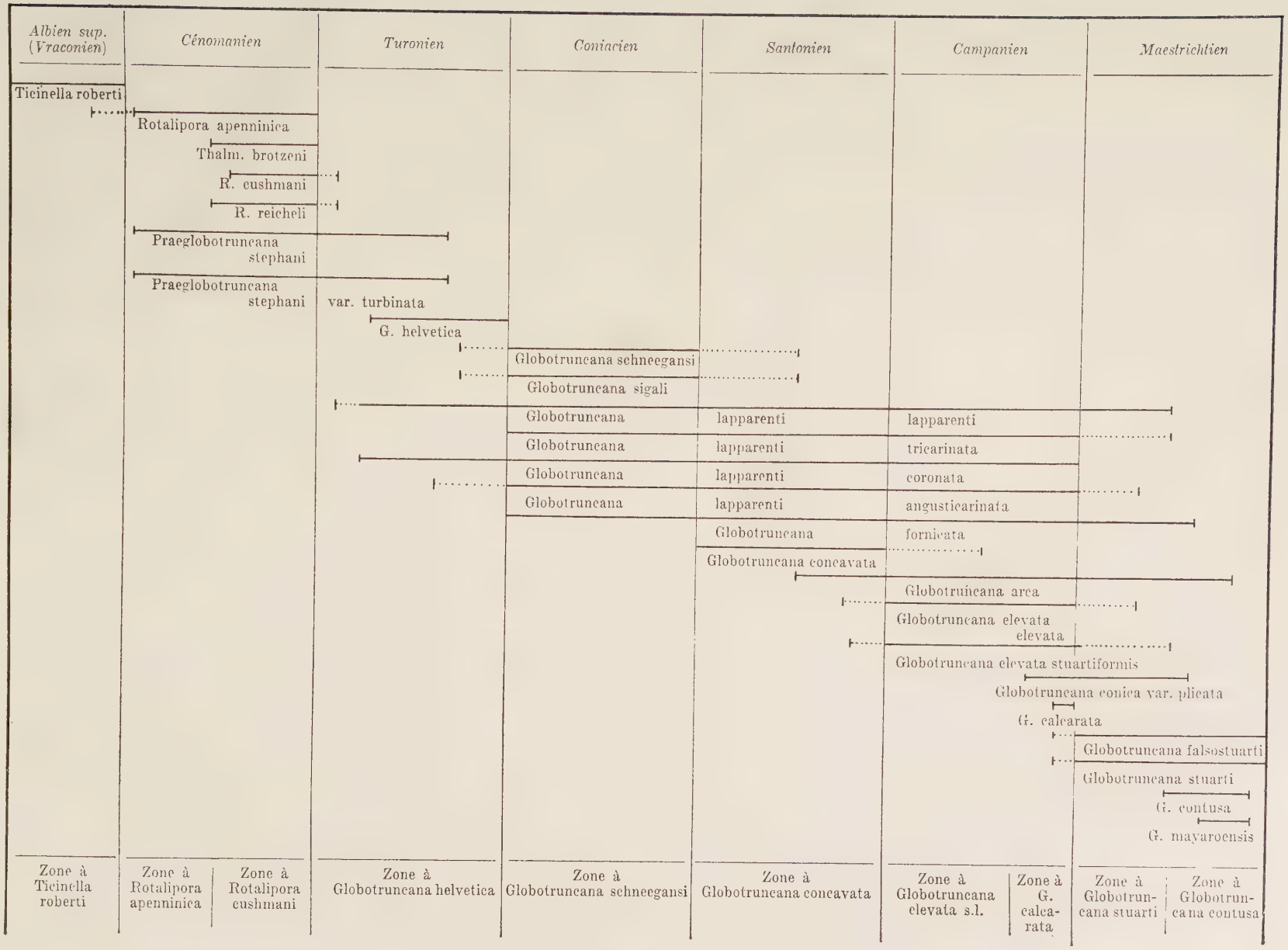


FIG. 16. — *Essai de répartition des principaux Globotruncanidés.*

sance stratigraphique de ce Flysch pyrénéen (voir *fig.* 15).

J'ai mis en évidence un point de calage par macrofaune dans le Cénomanien, donc à la base de la série et plusieurs points au sommet dans le Maestrichtien supérieur. De plus, l'apparition des Gümbélines à la limite inférieure du Turonien et la place de *Globotruncana calcarata* au sommet du Campanien, sont autant de jalons généralement reconnus.

J'ai donc espoir que cette stratigraphie locale pourra, sans trop de difficultés, s'intégrer dans un travail plus général.

ECOLOGIE DES FORAMINIFERES

Le milieu naturel de vie des Foraminifères se caractérise par diverses exigences d'ordre physico-chimique et biologique. La température, la salinité, la bathymétrie, la lumière, la teneur en matières nutritives et en gaz dissous (oxygène surtout, pH), interviennent au même titre que la nature du substratum (granulométrie) et l'agitation des eaux (vagues et courants).

Ces divers facteurs sont étroitement liés les uns aux autres. O.C. Bandy (1953) a étudié, par exemple, la relation qui existe entre la profondeur et la température, elle-même dépendant de la latitude. Ils définissent, ensemble, les conditions acceptables à l'établissement des Foraminifères dans une certaine « ambiance ». Or, connaissant leur mode de vie, la profondeur où leur développement est optimum, la salinité qu'ils préfèrent, etc., il devient possible d'utiliser les renseignements fournis par leur présence dans certains sédiments anciens pour une tentative de reconstitution paléogéographique.

Le rapport qui existe entre les Foraminifères pélagiques et benthoniques est, en particulier, un moyen d'estimer la profondeur de dépôt d'une roche sédimentaire (Grimsdale et Morkhoven, 1955). On peut, à ce sujet, noter les conclusions de A. Carozzi (1949) :

— En zone littorale, la microfaune presque exclusivement benthonique enregistre les mouvements du fond. La fréquence croît quand la profondeur diminue. La faune pélagique est locale et les courants font varier, en général, sa fréquence dans le même sens.

— En zone peu profonde, leurs fréquences varient au contraire en sense inverse, car les mouvements du fond peuvent affecter la surface.

— En zone assez profonde, la faune benthonique tend à décroître et les mouvements du fond, amortis par la tranche d'eau, n'arrivent plus à affecter la surface, la faune pélagique reste donc à peu près indépendante.

— En zone profonde, on ne trouve presque plus que des tests de formes pélagiques. La pauvreté de la faune benthonique enregistre peu ou pas les mouvements du fond.

— En zone très profonde, on est en milieu pratiquement azoïque où parviennent seulement quelques tests résistants qui n'ont pas été dissous.

Le milieu marin a, lui-même, été divisé en zones dont le « Commitee on a treatise on marine ecology and paleoecology » du « National Research Council » des U.S.A. (1936-1937) a proposé les Conventions (voir schéma *fig.* 17)

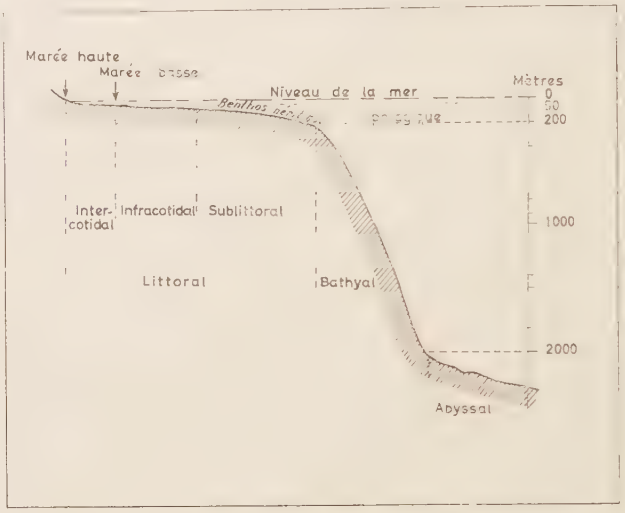


Fig. 17. — *Classification proposée des milieux marins* (extrait du *Traité de paléontologie* de J. Piveteau, tome I, p. 277, *fig.* 106, 1952).

En ce qui concerne les divers groupes de Foraminifères, on considère, d'une façon succincte, que parmi les genres arénacés, ceux qui ont une structure interne complexe, tels que les *Cyclammina*, sont plus caractéristiques des profondeurs bathyales (Akers, 1954) que ceux à structure interne simple, tels que les *Ammobaculites* ou *Haplophragmoïdes* qui sont fréquemment abondants dans les hauts-fonds (O.L. Bandy, 1956). Il semblerait que les eaux saumâtres stagnantes soient plus favorables au développement d'abondantes populations d'arénacés que les eaux bien aérées (Lowman, 1949).

H. Bartenstein (1938) cite une microfaune caractéristique des milieux saumâtres et comprenant de nombreux éléments agglutinants.

J. Sigal (1952) parle de quelques formes : *Haplophragmoïdes, Trochammina*, vivant en eau faiblement oxygénée ou même réductrice, soit dans les milieux saumâtres, soit localement en milieu marin.

J.B. Saunders (1958) donne *Haplophragmoïdes, Miliammina, Triphotrocha* comme Foraminifères de mangrove et d'estuaires.

Enfin, ZALESNY (1959) a montré la fréquence de ces Foraminifères sur le plateau continental, spécialement près des embouchures, le long de la côte de Californie du Sud.

Diverses espèces de Foraminifères porcelanés, en particulier les Miliolidés sont surtout caractéristiques de la zone intercotidale, mais on les trouve également dans toute la zone eulittorale (O.C. BANDY, 1956 et BANDY et ARNAL, 1957). Les diverses populations de Quinqueloculines, Triloculines sont généralement d'excellents indicateurs de conditions côtières.

Les Foraminifères pélagiques sont abondants dans les parties éloignées du rivage. Leur fréquence doit donc indiquer des conditions de mer ouverte ou une ouverture vers la haute mer.

On considère les genres *Globotruncana, Gümbelina* et genres apparentés, *Schackoina,* etc., comme pélagiques. Les mesures faites, permettent de conclure, vraisemblablement, à la présence des Foraminifères planctoniques sur une très grande hauteur d'eau, jusqu'à 2 000 mètres au moins. Leur pourcentage doit logiquement aller en décroisssant depuis la surface, sauf conditions locales telles que des courants (J. SIGAL, 1952). Pourtant, G. COLOM (1957) parle de « l'inutilité des micro-organismes pélagiques en tant qu'indicateurs de la profondeur. »

Les formes bathyales renferment la plupart des espèces de *Siphogenerina, Gyroïdina, Pullenia,* ainsi que beaucoup d'autres.

Toutes ces conclusions sont valables pour les milieux actuels. Mais si l'on envisage une variation des conditions aux temps crétacés, il n'en va plus de même. Le facteur température est le plus important de l'écologie des Foraminifères. Or les mesures des paléo-températures à l'aide des isotopes d'oxygène (G. EMILIANI et G. EDWARDS, 1953) ont fourni une valeur de 9,4 à 11,5 °C, en utilisant des Foraminifères oligocènes à tests calcaires, provenant des carottes sous-marines du Pacifique central d'une profondeur dépassant 4 700 mètres. On peut penser que les températures étaient encore plus élevées au Crétacé. C'est pourquoi, on ne peut employer sans correction les données actuelles quant à la profondeur du bassin flysch. En effet, l'élévation de la température des eaux a changé leurs propriétés physico-chimiques : le pH, la teneur en gaz dissous, différaient des valeurs actuelles. Comme la température était plus uniforme, les courants pouvaient être moins actifs et la teneur en matériaux nutritifs et en oxygène plus petite.

La lithologie et la composition biologique offrent un témoignage concordant. Les conditions étaient défavorables à la sécrétion biologique du CO_3Ca, ce qui amène à penser que la valeur du pH, conséquence de la faible proportion d'oxygène et de l'abondance d'anhydride carbonique, devait être peu élevée.

La répartition des microfaunes, ainsi que les données de la lithologie, montrent le rôle important joué par les courants dans la génèse du Flysch. Hypothèse soulignée par l'absence totale ou presque des organismes calcaires et le fait que, parfois, les couches à associations d'arénacés voisinent avec des couches contenant une forte proportion d'organismes pélagiques. Ces deux sortes d'association peuvent d'ailleurs alterner ou être confondues dans une même couche. Mais les Arénacés sont intimement liés aux caractères rythmiques de la sédimentation, étant généralement restreints aux éléments pélitiques.

Remarquons enfin que le ciment des espèces agglutinantes est souvent siliceux. De plus, quelques espèces, des genres *Hyperammina, Ammodiscus, Nodellum, Glomospira,* possèdent un test non agglutiné composé d'opale sécrétée, bien que dans les mers récentes, les formes correspondantes soient généralement agglutinées ou possèdent un test chitineux (V. POKORNY, 1960).

La composition différente de ces arénacés n'est pas due à une dissolution ultérieure du composant calcaire (GLAESSNER, 1937). Ces associations se retrouvent d'ailleurs sur de grandes étendues depuis le Cénomanien jusqu'aux temps éocènes.

Il ne fait aucun doute que le milieu de ces associations était franchement marin. Elles diffèrent beaucoup des associations d'arénacés saumâtres ou lagunaires actuels. En effet, si l'on compare les genres et espèces de ces associations avec la composition agglutinante de populations à prépondérance de formes calcaires du même âge, on voit qu'elle est bien différente. Les associations non carbonatées étant composées des genres les plus primitifs (V. POKORNY, 1960).

En faveur d'une salinité normale parle, aussi, l'existence des associations mixtes, dans la composition desquelles entrent à la fois des Foraminifères pélagiques et des arénacés à test d'opale. Ces derniers sont fréquemment associés avec des Radiolaires (*Spumellaria* et *Nassellaria*), Protozoaires planctoniques à test d'opale, couramment représentés dans les sédiments pélagiques d'eau chaude plutôt que froide.

Le fossé du Flysch avait une largeur relativement étroite, peut-être une cinquantaine de kilomètres. Les pentes en devaient être parfois assez abruptes. *On oublie souvent que les dépôts ne se font pas forcément à l'horizontale.*

De plus, le plateau continental n'était sans doute pas développé, un peu comme la côte méditerranéenne actuelle de la région de Nice par exemple. Malgré cela, on ne devait pas atteindre des profondeurs très grandes. Mais l'élévation de température créait, probablement, dans ces régions, des conditions qui ne trouvent plus tout à fait leurs équivalents dans les mers actuelles.

Un courant apportant des matériaux détritiques variés, abondants, dans une eau trouble et agitée, ne permettait l'établissement que d'une pauvre faune d'arénacés siliceux. La sédimentation redevenue plus

calme et les apports se dissipant, le milieu devenait favorable à la vie de Foraminifères pélagiques. La microfaune arénacée s'étiolait par manque d'apport nutritif. Une nouvelle crue apportait, soit des calcaires conglomératiques de la zone néritique, soit du sable ou autres matériaux détritiques subcontinentaux. C'était le départ d'un nouveau rythme et d'une nouvelle population arénacée.

Remarquons, pour terminer, que la microfaune benthique à partir d'Oloron et en allant vers l'Ouest (Féas, Géronce, Esquiüle, etc.) où les apports étaient très carbonatés, montre des tailles beaucoup plus petites que vers l'Est où l'ensemble est plus siliceux. La différence de nature des matériaux apportés est peut-être suffisante pour expliquer ces écarts de développement, à moins qu'il y eut d'autres conditions écologiques défavorables ? (voir note infrapaginale, p. 226).

REMANIEMENTS

On ne peut achever ce chapitre sur les éléments de datation du Flysch, sans effleurer le sujet des divers remaniements constatés dans ces niveaux. Le mode de sédimentation de ces terrains impose de très nombreux brassages d'apports de toutes provenances. Il est normal qu'un des points les plus délicats de cette étude soit la distinction entre la microfaune autochtone et celle qui est allochtone. Comme il se présente aussi des remaniements intraformationnels, cela ne facilite guère l'établissement d'une bonne échelle stratigraphique.

M. le professeur J. Cuvillier (1947 *a*, *b*, *c*) a fréquemment attiré l'attention sur ces phénomènes de remaniement. Une des conséquences de ses travaux fut, par exemple, de rétablir la valeur stratigraphique des Préalvéolines et Ovalvéolines que M^me^ Y. Gubler (1946) considérait comme autochtones dans toute la série du Crétacé supérieur.

Il n'en reste pas moins que la distinction est parfois bien subtile. Les microbrèches que l'on rencontre à tous les étages du Crétacé supérieur, contenant Cunéolines, Préalvéolines ou Orbitolines, sont les plus grossières manifestations de cet état de fait. Elles contiennent alors des éléments de roches variées, surtout du Cénomanien et du Crétacé inférieur. Mais le conglomérat du Cénomanien basal montre aussi des restes de lydiennes du Carbonifère (Dinantien ?).

L'usure du test des Foraminifères n'est pas toujours un bon critère et ne permet pas de trancher nettement tous les cas.

En étudiant la vitesse de chute des coquilles de Foraminifères planctoniques dans un fluide, comparativement à celle des grains de quartz, L. Berthois et Y. Le Calvez (1960) ont signalé un certain nombre de conclusions intéressantes que l'on peut appliquer au matériel détritique.

Ils ont montré que les diamètres des particules minérales n'atteignaient qu'environ la moitié du diamètre des organismes pour une même vitesse de chute.

En conséquence, un sédiment marin à Foraminifères planctoniques dont les grains détritiques ont un diamètre inférieur à la moitié du diamètre des organismes, témoignera d'un dépôt normal, non remanié, dont tous les éléments peuvent être contemporains.

Un sédiment dans lequel le diamètre des éléments détritiques atteindra la moitié de celui des Foraminifères planctoniques pourra avoir été remanié, puisqu'un courant de même vitesse déplace ensemble les grains minéraux et les éléments organiques.

Un sédiment contenant des Foraminifères planctoniques et des grains détritiques de diamètre égal ou supérieur aux premiers sera constitué en deux périodes distinctes. Le dépôt organique sera postérieur au dépôt minéral.

Ces auteurs ont enfin montré la décroissance de la vitesse de chute en eau profonde des Foraminifères planctoniques.

Il est certain que le Flysch contient à différents niveaux de nombreux organismes remaniés, mais il ne faut pas non plus tomber dans l'excès contraire et prétendre que toute la faune vient d'ailleurs, comme le pense M^me^ Rech-Frollo qui écrit (1962) · « On est conduit inévitablement à la conclusion que le dépôt du Flysch se faisait « en dehors » du bassin où ces organismes vivaient normalement. »

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE RÉGIONALE

PLAN ADOPTE POUR L'EXPOSE DE LA STRATIGRAPHIE REGIONALE

Il est difficile de définir différents « sous-faciès » du Flysch, comme l'écrit J. Ph. MANGIN (1958). Les variétés distinguées ne sont pas souvent aussi tranchées qu'il serait souhaitable. Cependant je retrouve dans la région étudiée les trois types définis par cet auteur, à savoir : le « Flysch calcaire », le « Flysch schisteux », le « Flysch gréseux ». Cela correspond à trois sortes de dépôts différents du point de vue paléogéographique et ces trois « sous-faciès » paraissent à peu près se localiser régionalement.

Toutefois, pour la clarté de l'exposé, il m'a semblé plus commode de subdiviser la Stratigraphie régionale en deux grands ensembles limités par le gave d'Aspe et le gave d'Oloron (voir *fig.* 18).

A l'Est, une région pouvant schématiquement être définie comme « *pays gréseux* » et à l'Ouest un « *pays calcaire* ».

I

J'aborderai l'étude de la partie orientale par la *coupe nord-sud de Nay à Arthez-d'Asson*, qui me permettra de décrire tous les étages du Flysch Crétacé supérieur.

Le souci de conserver un ordre stratigraphique ascendant me fera commencer la description de cette coupe par les terrains anté-crétacés supérieurs qui affleurent au voisinage du pont Latapie sur l'Ouzom. Ils appartiennent au *front nord-pyrénéen* ou *axe anticlinal* ancien, orienté est-ouest, qui me fournira ensuite une limite utilisable dans mon déplacement vers l'ouest, jusqu'à Bélair où sa trace disparaît.

Au sud du pont Latapie et jusqu'à l'entrée du village d'Arthez-d'Asson, j'étudierai la « *zone des schistes noirs* » qui constitue ce que j'appellerai le « *synclinal sud* ».

Au nord de l'axe anticlinal ancien, j'entreprendrai l'étude du *monoclinal* qui se développe jusqu'au Maestrichtien supérieur et que je quitterai à Nay.

Le chapitre suivant entamera la progression vers l'ouest. Il me permettra de suivre les variations du « synclinal sud » depuis l'Ouzom jusqu'aux environs de Rébénacq, ainsi que celles du front nord-pyrénéen dont je signalerai divers affleurements.

Le monoclinal sera ensuite l'objet d'une description détaillée. Afin de réaliser une meilleure localisation des lieux cités, je scinderai son étude en trois chapitres :

— de Nay à la coupe Gan-Rébénacq,

— la région de Bélair à Lasseube,

— le synclinal d'Estialescq et le Crétacé supérieur de la région de Préchacq, en longeant le « mur danien ».

Je terminerai l'étude du pays oriental gréseux par le synclinorium d'Arudy-Oloron, région homogène entre les gaves d'Aspe et d'Ossau où se retrouvent encore les faciès du « synclinal sud ».

II

Le pays occidental calcaire est, en majeure partie, constitué par le synclinal du Josbaig. J'en détaillerai successivement le flanc nord (coupe de Géronce à Esquiüle) et le flanc sud (coupe de Hoquy à l'Hôpital-Saint-Blaise).

Au sud du Josbaig, je retrouverai un axe anticlinal Crétacé inférieur qui se poursuit de la région d'Asasp jusqu'au Joos.

J'examinerai, d'abord, quelques aspects de la contrée située entre le col d'Urdach et le col d'Etche où se présente un amoncellement particulièrement abondant de Wildflysch. Puis j'observerai la ride albienne, en particulier entre Féas et Chabalgoïty. Elle limite une nouvelle zone synclinale sud dont la *coupe du Bugalaran* tente de restituer les faciès.

L'accident anticlinal nord-sud, placé sur la rive gauche du Joos, montrera ensuite un pays triasique à nombreux pointements d'ophite. Ce qui signale la proximité de ces terrains en profondeur dans toute la région.

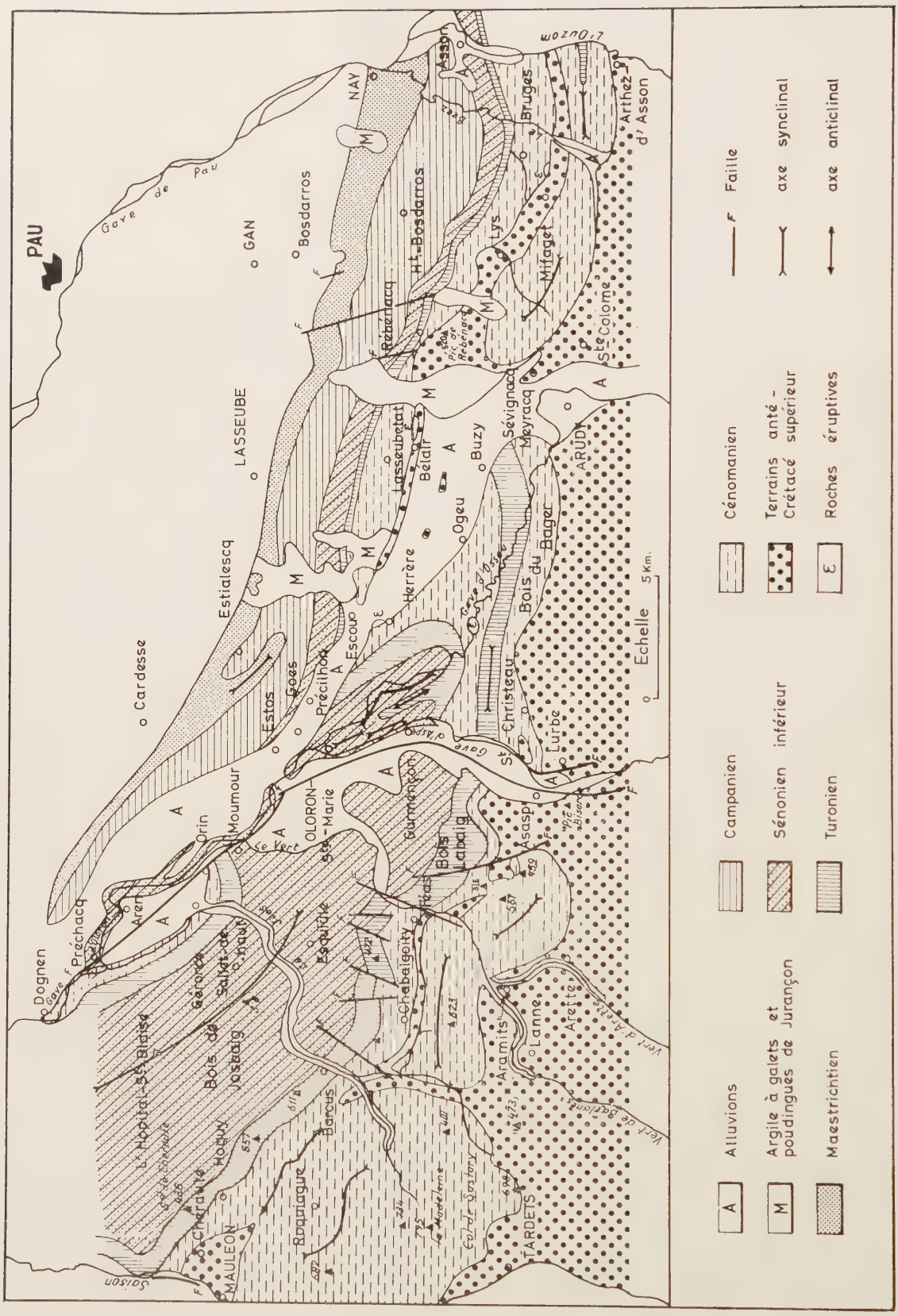


FIG. 18. — *Carte géologique schématique de la région étudiée.*

Je suivrai à nouveau la trace anticlinale est-ouest qui sépare le synclinal du Josbaig de celui de Roquiague, depuis l'extrémité septentrionale de l'anticlinal du Joos jusqu'à Chéraute.

L'étude stratigraphique régionale s'achèvera, enfin, dans la combe albienne de Chéraute, rejoignant le cours du Saison à proximité de Mauléon.

N.B. — Dans les listes de Foraminifères que je citerai pour chaque étage, les formes les plus importantes seront en écriture italique et j'indiquerai les fréquences relatives de chaque espèce. J'utiliserai les abréviations suivantes :

(tf) = très fréquente,
(f) = fréquente,
(c) = commune,
(r) = rare,
(tr) = très rare.

I

LE PAYS GRESEUX

CHAPITRE VII

COUPE STRATIGRAPHIQUE D'ARTHEZ-D'ASSON A NAY

INTRODUCTION

La coupe que je vais étudier s'étend du village d'Arthez-d'Asson au sud, jusqu'à la petite ville de Nay au nord (cartes au 1/20 000 de Lourdes n° 2 et 5).

Elle représente 8 000 mètres environ de série sédimentaire dans laquelle tous les étages du Crétacé supérieur sont présents.

1 150 échantillons ont été examinés dont certains à la fois en lames minces et en lavages. A part quelques-uns que j'ai ramassés moi-même lors de reconnaissances, ils furent en grande majorité prélevés par H. Capdecomme, assistant principal au Service Terrain de la Société nationale des Pétroles d'Aquitaine.

Le front nord-pyrénéen servant d'axe est-ouest, nous allons traverser au sud de cette structure ancienne un synclinal et au nord un monoclinal.

Cette coupe va donc me permettre de posséder un excellent repérage des divers étages du Crétacé supérieur flysch.

Nous avons vu (p. 31) que les « Flute-casts » indiquent un courant constant se dirigeant de l'est vers l'ouest. Il m'a, par conséquent, semblé logique de commencer cette étude régionale par la limite orientale, pour me déplacer ensuite dans le sens du courant, afin de constater les éventuelles variations latérales de faciès.

Il faut cependant déplorer que l'ensemble du Campanien traversé ne corresponde pas à son épaisseur réelle à cause d'un repli des couches à son aplomb. Par ailleurs la plus grande partie du Santonien est recouverte par une zone d'alluvions de l'Ouzom.

Afin de conserver un ordre stratigraphique unique pour tout l'exposé, je décrirai les terrains dans une succession ascendante des étages.

I. — LA STRUCTURE ANTICLINALE ANCIENNE.

Immédiatement à l'est du pont Latapie des travaux d'adduction d'eau, parallèlement au chemin qui mène aux fermes Lirou et Bedouret, ont permis de recouper certains terrains primaires du cœur anticlinal (voir *fig.* 19, la carte schématique).

Dans une tranchée de 1 à 1,50 m de profondeur, j'ai rencontré :

Du *Paléozoïque :*

— Schiste noir ou verdâtre, sériciteux, ou beige.

— Grauwacke très ferrugineux, à traces fossilifères (?) peu nettes.

Il s'agit probablement de *Carbonifère* et de *Dévonien ?*

Du *Permo-Trias :*

— Argile en petits lits rougeâtres à violacés ou lie-de-vin, finement gréseux et micacés, à grain fin.

— Brèche gréseuse à galets de quartz.

Du *Keuper :*

— Argile blanchâtre à verdâtre, sériciteuse, talqueuse, avec petits nodules d'argile grise et d'ophite inclus.

Le long du chemin, lui-même, j'ai remarqué un ou deux petits gisements de roches très altérées qui pourraient être des schistes primaires et des argiles lie-de-vin permo-triasiques.

Une ancienne fouille subsiste sous le pylône à haute tension situé au sommet de la cote 416. Elle laisse voir quelques bancs en place d'une argile schisteuse, finement gréseuse, lie-de-vin à rougeâtre ou beige à blanchâtre, avec des passées de grès grossier altéré ou de brèches à gros quartz composés. Cet ensemble est à rapporter au Permo-Trias.

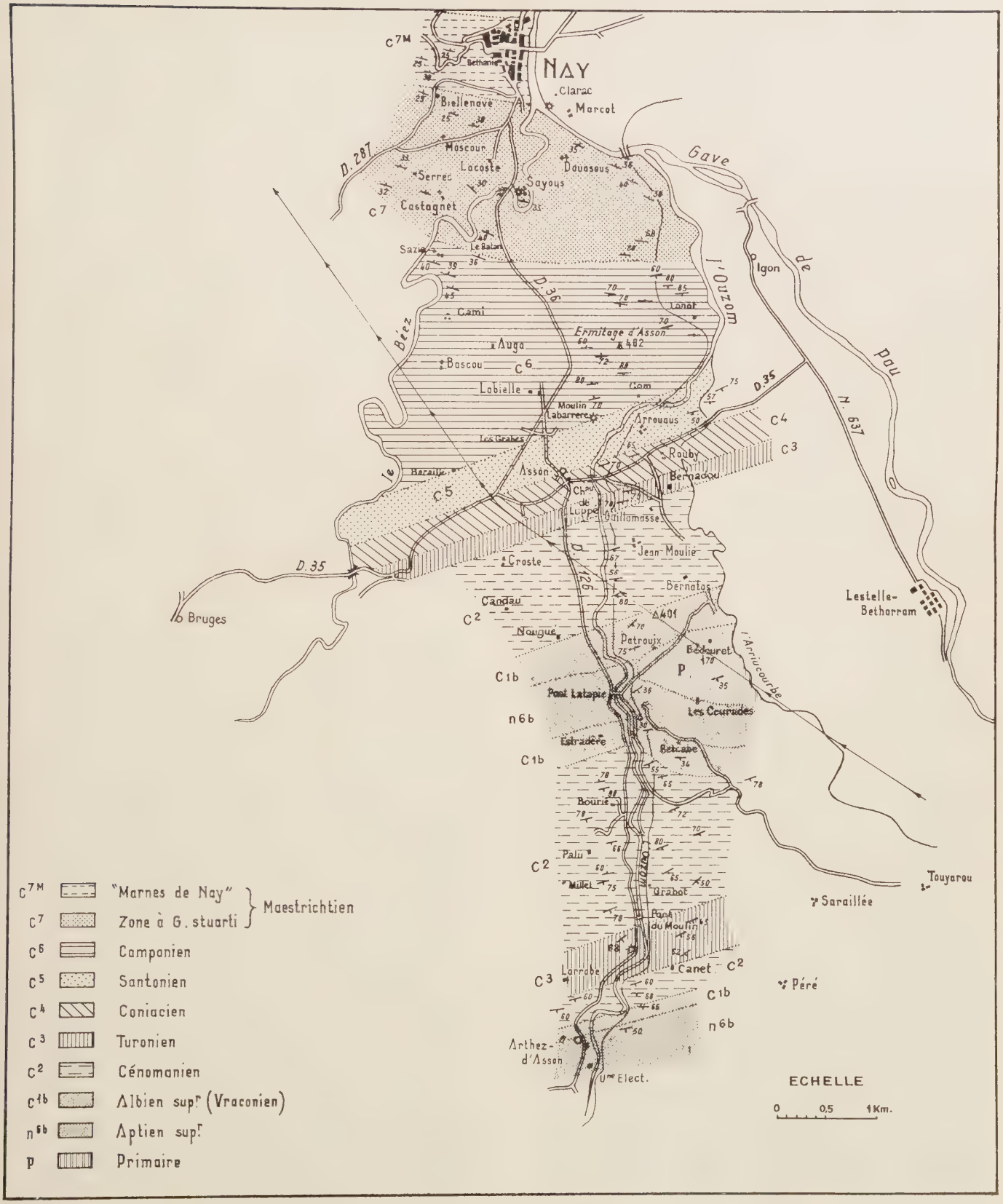


FIG. 19. — *Carte géologique schématique de la région de Nay à Arthez-d'Asson.*

Plus à l'est existent également d'importants niveaux de ces roches rougeâtres, aux alentours de la ferme « Les Courades » et dans le ruisseau de la fontaine de Bera (à l'est de cette ferme).

L'ensemble de ces affleurements présente une direction armoricaine E.S.E.-O.N.O.

Les lavages sur la marne argileuse ocre à verte fournissent, avec des débris chloriteux, un résidu de quartz dont certains sont bipyramidés.

Les microfaciès des échantillons prélevés dans l'excavation de la cote 416 montrent :

— Un schiste argilo-gréseux, micacé, ferrugineux, de couleur lie-de-vin.

— Un grès grossier, microbréchique, à ciment argilo-ferrugineux (50 à 60 % de quartz anisométriques) de couleur rougeâtre.

— Une brèche à gros quartz à extinction roulante et éléments atteignant 1 à 2 cm de grès fin quartziteux à ciment pélitique ferrugineux (oxyde de fer et pyrite), d'aspect brun rouille (AY.990).

II. — LA REGION SYNCLINALE SUD.

A. — Aptien supérieur.

1. — *Flanc nord.*

Il affleure sur le chemin qui rejoint le pont Latapie et descend vers l'ouest de la ferme Com. La carrière Latapie est formée d'un calcaire bleuté, très fissuré, recristallisé.

En traversant le pont sur l'Ouzom, on découvre de nouveaux affleurements de calcaire à *Toucasia* et Polypiers, sur le côté droit de la route (D. 126) en allant vers le sud (voir carte *fig.* 20). Ce sont de gros bancs, parfois chaotiques, de calcaire cristallin beige à gris, dur, veiné de calcite.

Les cinquante premiers mètres de cette formation aptienne sont constitués d'un calcaire argileux ou marne argileuse, légèrement gréseuse, à très rares débris de spicules de Spongiaires ou restes d'Echinodermes. Elle passe verticalement et progressivement à un calcaire microcristallin recristallisé, contenant des Orbitolines, Milioles, quelques entroques, avec plages et filons de calcite.

L'ensemble de cette succession représente une épaisseur voisine de 250 mètres.

2. — *Flanc sud* (Pl. X, 1).

Il s'agit des 185 derniers mètres de calcaire qui terminent la coupe. Le calcaire a *Toucasia* se retrouve, en effet, à l'entrée d'Arthez-d'Asson. C'est tout d'abord un banc massif de 5 mètres de calcaire cristallin. Puis une carrière s'ouvre sur le bord de la route qui montre un marno-calcaire rougeâtre, finement gréseux. Il y a même du grès couleur ocre, à ciment argileux, ferrugineux, avec 70 à 80 % de quartz isométriques.

Quelques mètres plus loin, dans Arthez-d'Asson même, sur le bord de la D. 126, le calcaire à *Toucasia* se rencontre à nouveau. En prenant le chemin qui descend vers l'Ouzom et part de la mairie du village, on franchit la rivière à droite de l'usine électrique d'Arthez et on atteint la voie ferrée Ferrières-Coarraze, sur la rive droite. L'installation de la ligne a rendu nécessaire une entaille dans la falaise aptienne. La roche est bleutée, un peu recristallisée, très fissurée, diaclasée avec de nombreux filons de calcite. Ce sont des bancs épais de 1 à 4 mètres. On remarque de petits décrochements dans la masse du calcaire, petites failles qui montrent le degré de tectonisation de l'ensemble.

Les microfaciès permettent d'observer un calcaire à fond cryptocristallin, dolomitique ou microcristallin et recristallisé, à Orbitolines, Polypiers, Echinodermes, Mollusques (Rudistes).

B. — Vraconien ? (Passage Albien - Cénomanien.)

1. — *Flanc nord.*

Ce sont 90 mètres de marne schisteuse et grès directement au-dessus des calcaires à *Toucasia*, un peu à l'écart de la route D. 126, aux alentours de la ferme Estradère.

Cette marne schisteuse noire ou ocre (7 à 10 % de quartz), en gros bancs à délits lustrés, passse à un schiste noir en lits de 0,50 m à 1 mètre. Il peut parfois s'intercaler une brèche polygénique à éléments d'Aptien supérieur : calcaire à Orbitolines, Milioles, Algues (Codiacées) et dolomie cristalline. De même se rencontre un grès grossier (60 à 70 % de quartz) et bréchique. Son ciment calcaire contient quelques débris de Foraminifères, Echinodermes, Bryozoaires, Algues. Les quartz atteignent 1 mm de plus grand diamètre.

PLANCHE IX.

1. *Gros bloc de « théralite », proche de la D. 126, au sud-est de Palu, à l'orée d'un petit chemin qui mène à un moulin abandonné. Cénomanien.*

2. *Affleurement de schistes noirs alternant avec petits lits gréseux, 300 mètres au nord d'Arthez-d'Asson. Cénomanien.*

3. *Bancs alternants de marnes, calcaire argileux et « chert », le long de la voie ferrée Ferrières-Coarraze, au sud du croisement avec la route D. 35. Coniacien.*

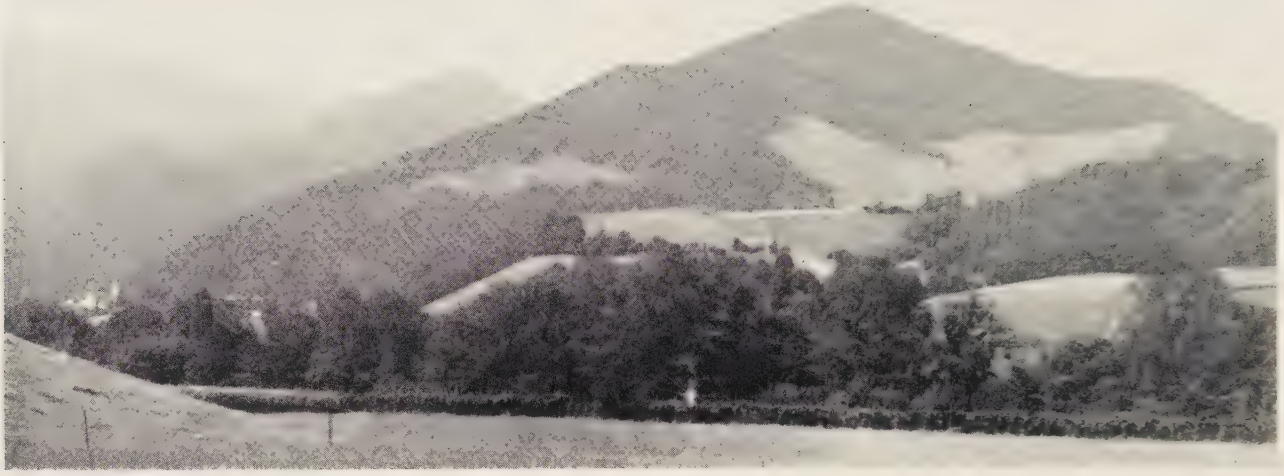
4. *Exemple de calcaire argileux en plaquettes, 100 mètres au sud du croisement de la voie ferrée avec la route D. 35, à l'E.S.-E. d'Asson. Coniacien.*

1

2

3

4



1

2

2. — *Flanc sud.*

J'ai rapporté au Vraconien (?) les 110 mètres de sédiments, situés entre le Wildflysch et l'Aptien supérieur, avant l'entrée d'Arthez-d'Asson ou la courbe de la voie ferrée (rive droite de l'Ouzom). Ils sont essentiellement constitués de schiste ou d'argile schisteuse noire, massive, finement gréseuse. Ce sont de très gros bancs (1 à 5 mètres) avec de minces et rares passées de grès ocre à gris dont l'altération est noire ou rougeâtre. Cette roche dure ou friable se présente en lits de 10 à 50 cm.

La base de la série est plus carbonatée. On y remarque un calcaire argileux, cryptocristallin, pyriteux, à rares Foraminifères arénacés, Radiolaires, fins spicules de Spongiaires.

C. — Cénomanien.

1. — *Flanc nord.*

Succédant à la série marneuse et gréseuse du Vraconien (?), le Cénomanien va surtout présenter une abondance de filons de roches éruptives et une énorme épaisseur d'un monotone faciès schisteux.

Dès la base, au contact avec le Vraconien (?) marneux, un premier banc de roche métamorphisée (adinole) annonce la proximité d'une roche verte. Le métamorphisme peut d'ailleurs affecter le toit et le mur des épontes, montrant quelquefois la présence de filons intrusifs concurremment avec des coulées extrusives.

Il s'agit essentiellement d'une lave à gros cristaux de hornblende brune, se présentant sous forme de puissantes coulées de 20 à 40 mètres, mais plus souvent de l'ordre de 1 à 4 mètres.

Sur la rive gauche de l'Ouzom, les principaux filons se situent au pied des maisons Paris et Versailles, à proximité de la ferme Bourié, ou proche de la route D. 126 au sud-est de Palu. Ce dernier gisement se compose de gros blocs épars de « théralite », exactement comme nous la verrons à Buzy (mais moins fraîche dans l'ensemble, les cristaux allongés de hornblende sont plus diffus). Il se situe au bord de la route, à l'orée d'un petit chemin qui mène à un moulin abandonné (voir Pl. IX, 1). Cette ancienne carrière est à présent en exploitation sur l'autre rive de l'Ouzom. Je signalerai enfin un autre filon à l'est de la ferme Labède et au sud de la cote 393.

Sur la rive droite de l'Ouzom, la roche éruptive apparaît encore au nord de Grabot et dans le ruisseau de la Fontaine rouge (au nord d'Arrestouilli).

A Versailles, la roche verte forme le substratum et le mur d'enceinte de la maison qui surplombe la route. A la périphérie du filon, on reconnaît une « épisyénite » (aspect macroscopique de « pillow-lavas »). Le cœur de la coulée semble constitué d'une roche à lourde densité et à reflet bleuté qui rappellerait une picrite. Puis la lave reprend l'aspect d'une épisyénite. L'éponte supérieure semble assez proche d'une adinole altérée, tandis que l'éponte inférieure est absente. Il n'existe que des schistes et passées gréseuses à proximité de la colline formée par la roche verte.

Une direction approximative est-ouest se conserve de part et d'autre du filon. Enfin il faut remarquer que le cours de l'Ouzom dessine un brusque coude à cet endroit, tandis que le filon ne se retrouve pas directement sur la rive droite.

Au sud de Bourié, une roche éruptive affleure à flanc de coteau. Son gisement représente une dizaine de mètres de long sur 3 à 4 mètres de haut. Les couches revêtent, là encore, un faciès épisyénitique. Il y existe aussi un faciès bulleux que nous retrouverons dans la région d'Arudy. Au sommet de l'affleurement s'observent de grosses boules éruptives, ferrugineuses, de 10 à 20 cm de diamètre, témoignant d'une mise en place sous très peu d'eau. Elles sont surmontées d'une adinole typique.

Le Cénomanien du flanc nord, très déversé et étiré, a une puissance globale de 1 840 m. Ce sont surtout des alternances monotones de marne argileuse schisteuse à schiste noir ardoisier dont les feuillets accolés mesurent de 0,5 à 3 cm chacun.

Ces roches sont localement altérées, de couleur jaune-ocre ou rougeâtre, en bancs de 1 à 2 ou 3 mètres. Elles contiennent souvent des débris ligniteux.

Les passées de grès demeurent relativement fréquentes. Il s'agit, soit d'un grès gris bleuté à noir ou ocre, fin ou grossier, à ciment parfois légèrement calcaire avec 60 à 70 % de quartz isométriques, soit d'un grès à ciment pélitique avec des grains lithiques. Il contient alors de 60 à 70 % de quartz anisométriques et peut même passer à une brèche gréseuse. L'ensemble est donc peu carbonaté et la silice domine toute cette série.

Les lavages sur la marne ou le schiste noir ne livrent que très rarement une pauvre microfaune de Foraminifères arénacés sans signification :

Trochammina sp. (c),
Haplophragmoïdes sp. (c),

PLANCHE X.

1. *Le contact Flysch-Aptien supérieur dans la région d'Arthez-d'Asson (village à gauche sur la photo). Les collines au premier plan sont cénomaniennes, les chaînons à l'arrière plan sont constitués d'Aptien supérieur calcaire.*

2. *Colline de l'ermitage d'Asson vue du sud (cote 401,8). Formée en majeure partie par du grès campanien, elle domine la région. Au premier plan l'Ouzom.*

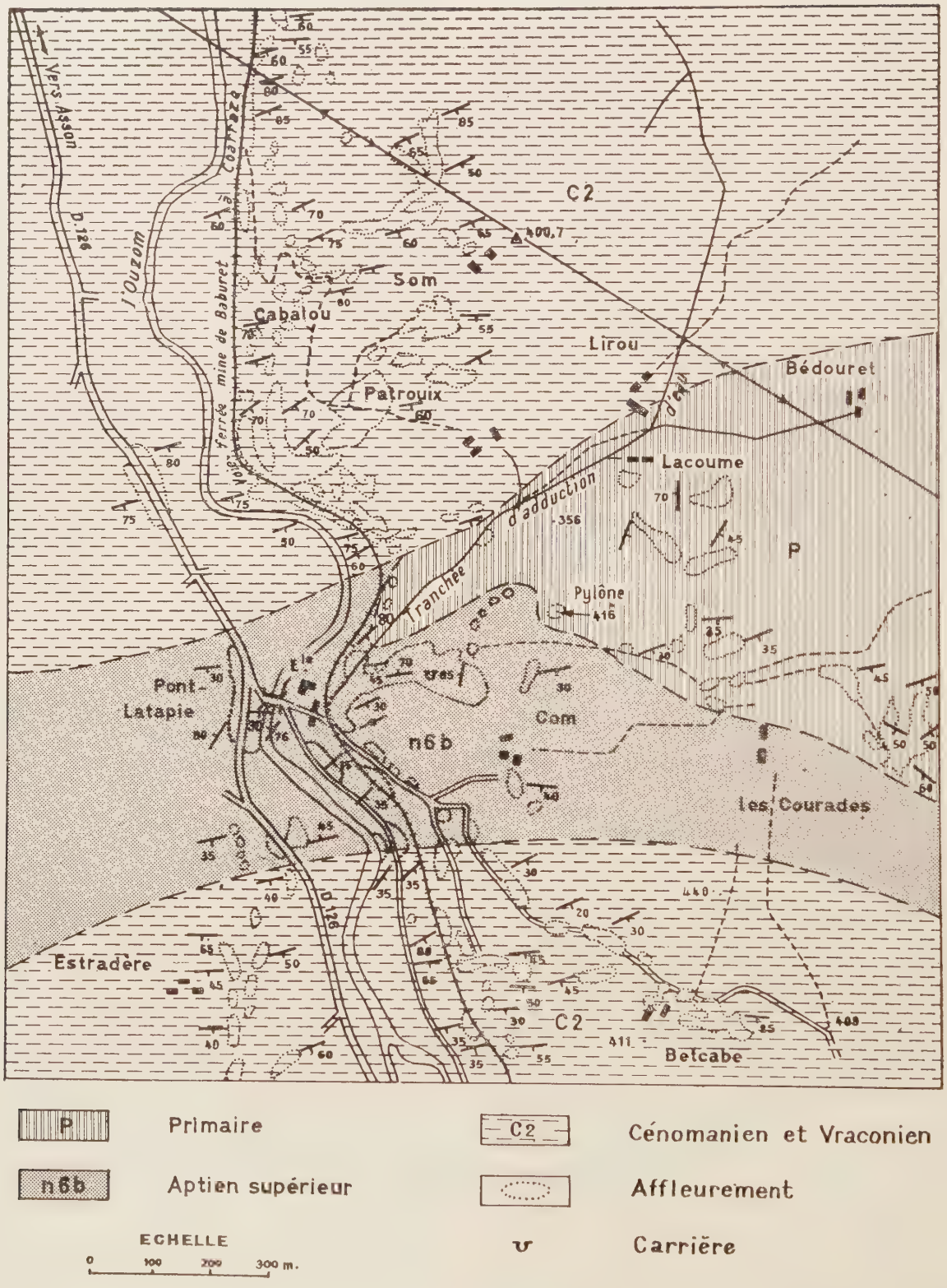


FIG. 20. — *Carte géologique schématique des environs du pont Latapie.*

Haplophragmoïdes excavata CUSHMAN et WATERS (r),
Pelosina complanata FRANKE (r),
Cribrostomoïdes cretacea CUSHMAN et GOUDKOFF (tr),
Bathysiphon sp. (c).

2. — *Flanc sud.*

Le Cénomanien du flanc sud du synclinal revêt un faciès un peu différent de celui du flanc nord. Son épaisseur est sensiblement réduite : 400 mètres environ. La fréquence des roches éruptives apparaît bien moindre. La formation dans son ensemble devient plus carbonatée.

J'ai surtout observé une marne argileuse, finement gréseuse, schisteuse (à schiste ardoisier [Pl. IX, 2]) noire, dure, parfois massive, localement altérée, de couleur brunâtre, en gros bancs. Ce faciès passe à un marno-calcaire argileux, schisteux, à Foraminifères arénacés, Lagenidés, Radiolaires, spicules de Spongiaires, Echinodermes, Ostracodes, Mollusques, avec plages et filons de calcite; ou à un calcaire lité, microcristallin, recristallisé, à Lagenidés et Miliolidés pouvant être silicifiés, spicules de Spongiaires, Echinodermes, Mollusques.

FIG. 21. — AZ 574. *Exemple de corrosion. Gros quartz corrodés et émoussés dans une argile schisteuse, gréseuse et ferrugineuse. 30 à 40 % de quartz anisométriques.*

J'ai remarqué des bancs massifs de calcaire atteignant jusqu'à 5 mètres d'épaisseur, tel celui qui se trouve sur le bord de la voie ferrée (rive droite de l'Ouzom) dans la courbe à l'ouest de la ferme Arriberouy.

Puis, de nouveau, la base du Cénomanien montre le faciès wildflysch sur 20 à 30 mètres d'épaisseur, aussi bien sur le bord de la route D. 126 avant l'entrée d'Arthez-d'Asson que sur la rive droite de l'Ouzom en bordure de la voie ferrée, au début de la courbe que domine la ferme Lacoue.

Cette série conglomératique est constituée de galets plus ou moins arrondis de 3 à 5 cm en moyenne et jusqu'à 25 cm de plus grande dimension. Ces gros éléments variés sont réunis par un ciment siliceux de couleur noire, bleue ou grisâtre (Pl. VIII, 1).

Il existe tous les stades de microfaciès entre un grès vacuolaire, grossier (50-60 % de gros quartz anisométriques, souvent émoussés et plus ou moins corrodés) (voir *fig.* 21), à ciment ferrugineux, et une brèche polygénique gréseuse, à ciment pélitique, contenant des éléments de grès quartziteux, de lydiennes, de schistes noirs ou verdâtres sériciteux et de gros quartz (jusqu'à 2,5-3 mm) parfois à extinction roulante. Cette formation alterne avec quelques lits argileux ou schisteux et ferrugineux.

D. — TURONIEN.

Le centre du synclinal semble constitué par 235 mètres de Turonien marneux.

Les affleurements débutent à Pont-du-Moulin pour se terminer sur une ligne qui joindrait approximativement la ferme Larrabe (cote 469), sur la rive gauche de l'Ouzom, à la maison Canet (rive droite).

A 100 mètres au sud-est du Pont-du-Moulin, des marnes rouges affleurent grâce au lit à sec d'un ancien ruisseau. Pour accéder à ce gisement, il faut quitter la D. 126 à Pont-du-Moulin et traverser la rivière. En se dirigeant sur le chemin de la ferme Canet après la voie ferrée, au début de la montée s'ouvre un sentier sur la gauche. Au bout du premier champ qui borde celui-ci, se trouve une sorte d'excavation, carrière naturelle creusée par un ancien ruisseau (voir schéma de position *fig.* 22).

Si reprenant le chemin qui mène à Canet, on continue au-delà de la cote 373, le second chemin à droite conduit à une scierie qui surplombe l'Ouzom. La même roche que ci-dessus s'observe dans le coude que fait ce sentier, de même que dans les derniers affleurements à l'est de la ferme Labède, sur la rive gauche de la rivière.

Parmi les échantillons prélevés, deux s'avèrent particulièrement intéressants (AZ. 627 et 658) :

Dans un calcaire argileux, cryptocristallin, grisâtre, légèrement ferrugineux, avec 1 à 2 % de quartz, il m'a semblé reconnaître :

Globotruncana helvetica BOLLI (r),
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (r),
Globotruncana aff. renzi GANDOLFI (tr),
Praeglobotruncana stephani GANDOLFI (r),
Gümbelina aff. moremani CUSHMAN (très petites) (tr),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (r),
Globigerina paradubia SIGAL (tr),
avec de petits Lituolidés, Textulariidés, Pithonella.

J'ai également observé :

— Un calcaire argileux, lité, ferrugineux, à Radiolaires, fins spicules de Spongiaires, oxyde de fer, pyrite, 2 à 3 % de quartz, débris ligniteux.

— Un calcaire cryptocristallin, légèrement argileux, à débris de Foraminifères arénacés, Spirillina, Pithonella, Globigérines.

— Le plus souvent il s'agit d'une argile schisteuse ou d'un schiste à fond siliceux et ferrugineux, ocre ou noir.

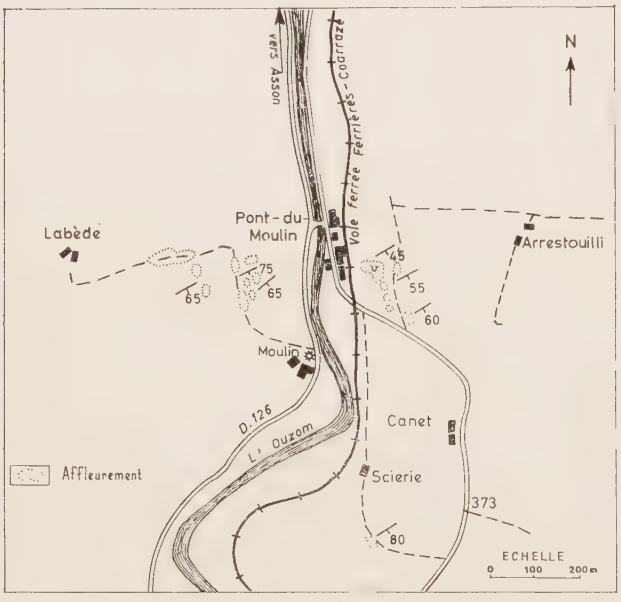


FIG. 22. — *Schéma indiquant la position des marnes rouges turoniennes aux environs de Pont-du-Moulin.*

Sur le terrain, la lithologie du Turonien varie assez peu par rapport à celle de l'étage précédent. Elle est représentée par de puissants bancs de 50 cm à 2 m de marne ou schiste rougeâtre, marron à lie-de-vin, parfois gris ou noir, induré, finement gréseux, localement pyriteux. Cette roche alterne avec de rares passées de grès à grain fin, gris bleuté, très dur et en minces lits de 20 cm environ.

Quelques venues de roches éruptives, souvent altérées et ferrugineuses, complètent la série. Signalons un filon au sud de Pont-du-Moulin, sur la rive droite de l'Ouzom, ainsi que sur la rive gauche en bordure de la D.126, au sud-sud-est de la cote 393.

III. — LA REGION MONOCLINALE NORD.

A. — VRACONIEN.

Les 50 mètres au nord du Paléozoïque de la structure anticlinale sont constitués d'une séquence marno-schisteuse, légèrement gréseuse, dure, en très gros bancs, avec des inclusions de grès et des zones altérées rougeâtres.

J'ai rapporté cet ensemble au sommet de l'Albien supérieur, équivalent de la formation décrite plus haut dans la région synclinale.

Il s'agit d'un calcaire argileux, cryptocristallin, ferrugineux, à rares Globigérines (*G.* aff. *planispira* TAPPAN ?) pyritisées, Radiolaires et fins spicules de Spongiaires. Il renferme de 3 à 5 % de quartz généralement inférieurs à 50 μ, de l'oxyde de fer et de la pyrite en abondance (AY. 972 à 980).

Les lavages sont azoïques, avec de nombreux nodules de limonite, ou contiennent de très rares Foraminifères arénacés : Haplophragmoïdes sp. et Bathysiphon sp.

B. CÉNOMANIEN.

Il est représenté par 1 345 mètres de sédiments avec un pendage moyen de 70°.

J'y distingue trois parties correspondant à peu près aux subdivisions de l'étage par les zones d'Ammonites (?) :

— Zone à Mantelliceras mantelli = zone à Rotalipora apenninica RENZ s.l. = Wildflysch.

— Zone à Acanthoceras rotomagense = zone à Rotalipora apenninica RENZ s. str.

— Zone à Calycoceras naviculare = zone à Rotalipora cushmani MORROW.

I. — *Zone à Rotalipora apenninica* RENZ.

a) *Cénomanien inférieur.*

Il représente 400 mètres de puissance.

La falaise qui débute aux abords immédiats du pont Latapie et s'étend jusqu'à 50 mètres au sud de la ferme Cabalou (voir schéma *fig.* 20), présente une formation essentiellement bréchique. Quand on part de la ferme Gourgue (qui domine la voie ferrée Ferrières-Coarraze), en escaladant le chemin vers la ferme Patrouix, on rencontre à flanc de coteau, affleurant également au sud de la maison Som, une zone de brèches à gros éléments d'âges et de natures variés.

R. MIROUSE (1952, p. 71) rattache à des dépôts fluviatiles « le petit placage caillouteux de Som (N.-E. du pont Latapie) qui se situe à la cote 350, c'est-à-dire 35-40 mètres au-dessus du niveau de la rivière ».

Il s'agit en réalité de Wildflysch. C'est, ici, une brèche à ciment de marne noire, gréseuse, schisteuse, avec des éléments de 5 à 30 cm de :

— Calcaire cristallin gris bleuté, légèrement gréseux, dur.

— Calcaire microcristallin noir ou finement cristallin beige, veiné de calcite.

— Marne à calcaire argileux gris ou noir.

— Dolomie cristalline grossière, beige à grise, dure.

Les lavages dans les passées de marne ne fournissent qu'une très rare microfaune de Foraminifères arénacés sans signification :

Marssonella oxycona Reuss (tr),
Haplophragmoïdes excavata Cushman et Waters (tr),
Haplophragmoïdes coronata (Brady) (tr),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (r),
Glomospira charoides (Parkers et Jones) (r),
Pelosina complanata Franke (r),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (r),
Reophax sp. (r),
Bathysiphon sp. (r),
Radiolaires.

Les microfaciès de cette zone wildflysch correspondent le plus souvent à une brèche polygénique, à ciment argilo-ferrugineux avec restes de Tritaxia, d'Orbitolines, débris de Polypiers, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques et Algues (Mélobésiées).

On reconnaît parmi les éléments :

— Un calcaire cryptocristallin, fissuré, à rares Orbitolines, Echinodermes, Mollusques, Algues, avec quelques quartz, de petits plagioclases et de la calcite.

— Un calcaire microcristallin ferrugineux (pyrite et oxyde de fer), à Radiolaires et spicules de Spongiaires.

— Un calcaire cryptocristallin argileux, plus ou moins grumeleux, à rares Buliminidés, Globigérines pyritisées, Radiolaires, fins spicules de Spongiaires, Ostracodes. Les quartz sont peu fréquents (3 à 5 %). On y trouve également : pyrite, oxyde de fer, muscovite, glauconie. Il s'agit probablement de Vraconien que j'ai retrouvé en place immédiatement au-dessous de cette formation.

Avant d'atteindre la ferme Cabalou et faisant suite au Wildflysch, se rencontre une centaine de mètres d'un calcaire à calcaire argileux microbréchique, gris noir ou beige, avec des gros bancs de 1 à 2 mètres, (il y a même un banc de 6 mètres de calcaire cristallin gris noir, à nombreuses veinules de calcite).

Les microfaciès de cette zone montrent un calcaire détritique (10 à 15 % de gros quartz, parfois à extinction roulante ou néoformés), glauconieux, pyriteux, micacé. On reconnaît, dans un fond cristallin graveleux, de nombreux restes de Foraminifères : Spirillina, Glomospira, Lituola, Orbitolina, Cunéolines, Cyclolines, Milioles, Trocholines (T. lenticularis Henson ?), avec débris de Polypiers, Echinodermes, Bryozoaires, Annélides, Ostracodes, Mollusques et Algues (Dasycladacées, Codiacées, Mélobésiées) (Pl. VIII, 2).

Nous remarquerons l'absence de Préalvéolines dans ce Cénomanien inférieur.

La paroi du lavoir de la maison Cabalou montre un miroir de faille dans une roche éruptive (épisyénite ?) qui fait, ici, son apparition.

L'ancien lit du ruisseau, qui passe à proximité, laisse également voir une roche altérée, ferrugineuse, sableuse. Elle concerne le même filon éruptif, mais transformé sur une vingtaine de mètres en arène de couleur brune à mouchetures noires et inclusions jaunes.

De part et d'autre se remarque un léger métamorphisme des calcaires qui deviennent très siliceux et se transforment en cornéennes, voire en adinoles [1].

J'ai même trouvé une grenatite de couleur vert clair, dont les grossulaires (pyrénéites [2]) sont épigénisés en chlorite (AY. 911). Le même phénomène, en position stratigraphique très semblable, se retrouve dans le lit du Brésiau (région de Lasseube, voir p. 105).

b) *Cénomanien moyen.*

La série se continue, monotone, sur près de 400 mètres encore, le long de la voie ferrée Ferrières-Coarraze, avec des alternances de calcaire gréseux gris-bleuté à ocre, fin ou grossier, en bancs de 20 cm,

1. F. Rinne (*La Science des roches*, 1928) écrit (p. 348) : « Au contact des diabases, les schistes argileux sont parfois transformés en roches dures, quoique friables, compactes, souvent vertes ou d'un gris jaune, nommées *adinoles*. Ce sont essentiellement des roches à albite et quartz, de la série chimique des cératophyres... Des analyses chimiques ont démontré que le métamorphisme des schistes en adinoles, au contact de diabases, s'est effectué avec une importante modification chimique de la roche voisine, qui n'a donc pas seulement subi une simple recristallisation. Pour la formation de quartz et d'albite, il y a eu, en particulier, un apport de Si02 et de Na20. »
J. Jung (*Précis de pétrographie*, 1958) ajoute (p. 160) : « Les roches qui se forment dans l'auréole des dolérites sont des adinoles, cornéennes à grain si fin qu'elles ont l'aspect du silex. Le microscope permet de voir que les adinoles sont constituées par un tissu de quartz et d'albite. Le schiste a donc subi, en ce cas, une métasomatose sodique. »

2. A propos de ces roches à grossulaires, P. Lamare (« *Les conditions de gisement des roches filoniennes intrusives du Crétacé des Pyrénées occidentales* », *B.S.G.F.* (4), T. XXII, p. 124-137) écrit : « Il s'agit de modifications produites par la chaleur du magma (paramétamorphisme), plutôt que de transformations dues aux éléments fumerolliens. Les filons sont des filons-couches peu importants qui, lorsqu'ils ont traversé le Crétacé, avaient déjà perdu toute la portion volatile du magma. Ils n'ont certainement jamais joué le rôle de cheminées éruptives, et l'on ne doit pas s'étonner de ne pas trouver dans le Crétacé, ou dans les terrains plus récents, de produits volcaniques. »
La grenatite, dont je parle, était déjà mentionnée par P. Viennot (1927). Il signale, en effet, une roche de métamorphisme de contact, à grenat pyrénéite, entre un filon d'épisyénite et le Flysch marneux, 1,5 km au sud d'Asson (5 km S. Nay). Cette roche contient, également, de la *wollastonite* (Si309) Ca3, formant des auréoles à structure radiée qui limitent les plages cryptocristallines argileuses.

veinés de calcite ; de grès, le plus souvent grossier à bréchique, gris à gris bleuté, micacé, d'épaisseur variable allant de 5 à 50 cm ; de marne plus ou moins indurée et altérée, verte à noirâtre, en lits de 5 à 50 cm également. Les pendages sont toujours S.-S.E. de valeur 60 à 70°.

La microfaune très rare n'offre pas une grande variété de formes ; on reconnaît :

Rotalipora apenninica (Renz) (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Nodosarella solida Brotzen (tr),
Nodosaria limbata d'Orbigny (tr),
Anomalina cf. taylorensis Carsey (tr),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (tr),
Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (Brady) (r),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Pelosina complanata Franke (r),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (r),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (r),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (r),
Pseudoclavulina sp. 3 Cuvillier et Szakall (tr),

avec quelques Radiolaires, spicules de Spongiaires et radioles d'oursins.

Les microfaciès sont peu variés :

— Calcaire à fond cristallin, graveleux, parfois grossièrement détritique (jusqu'à 10 ou 15 % de gros quartz anguleux) à calcaire gréseux (30 à 40 % de quartz plus ou moins isométriques). Le contenu zoogène se compose de restes de Textulaires, Orbitolines, Coskinolines, Cunéolines, *Préalvéolines*, Milioles, Trocholines, avec des débris de spicules de Spongiaires, Polypiers, Echinodermes, Bryozoaires, Annélides, Ostracodes, Mollusques (Lamellibranches et Gastéropodes), Algues (Ethelia alba [Pfender], Mélobésiées).

— Calcaire cryptocristallin ou microcristallin grumeleux, argilo-gréseux (jusqu'à 10 % de quartz), ferrugineux (pyrite et oxyde de fer), à Pithonella, fins spicules de Spongiaires.

— Grès à ciment calcaréo-ferrugineux, d'aspect microbréchique ; il contient de 50 à 60 % de quartz anisométriques, le grain maximum atteignant environ 600 µ. On y rencontre encore des débris d'Orbitolines, Milioles, Echinodermes, Mollusques et Algues.

II. — *Zone à Rotalipora cushmani* Morrow.

a) *Cénomanien supérieur.*

Cette zone de 550 mètres d'épaisseur commence environ 50 mètres après l'endroit où une ligne à haute tension enjambe la voie ferrée Ferrières-Coarraze, que je continue à suivre vers le nord. Les pendages n'ont pas varié par rapport à la zone précédente.

Les affleurements presque continus se composent surtout de plaquettes feuilletées, en petites paillettes. Ce sont des marnes litées, grises ou verdâtres, plus ou moins indurées. Un banc plus calcaire se distingue çà et là, épais de 10 à 50 cm, de même que du grès, parfois bicolore, ocre à gris bleu.

Les lavages fournissent une microfaune peu abondante mais caractéristique, où l'on peut rencontrer :

Rotalipora gr. cushmani Morrow/*turonica* Brotzen (f),
Rotalipora reicheli Mornod (c),
Rotalipora apenninica (Renz) (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (f),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi var. *tu*[illegible]*binata* Reichel (f),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Anomalina cf. taylorensis Carsey (tr),
Nodosaria limbata d'Orbigny (tr),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (tr),
Pattelina subcretacea Cushman et Alexander (tr),
Dorothia aff. *pupoides* (d'Orbigny) (tr),
Daxia cenomana Cuvillier et Szakall (tr),
Spiroplectammina cf. *longa* Lalicker (tr),
Pseudoclavulina sp. 3 Cuvillier et Szakall (r),
Ammospheroidina sphaeroidiniformis (Brady) (r),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (c),
Ammodiscus incertus Reuss (c),
Marssonella oxycona (Reuss) (c),
Pelosina complanata Franke (r),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (c),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (r),

Les microfaciès montrent :

— Un calcaire grumeleux cryptocristallin ou microcristallin, à Textulaires, Pithonella, fins spicules de Spongiaires. On y observe également les premières minuscules Gümbélines, dans les derniers mètres avant le Turonien, en même temps que les ultimes Rotalipores et de grosses Globigérines (AY. 770 à 774).

— Un calcaire graveleux, microbréchique, détritique (jusqu'à 15 à 20 % de gros quartz) et glauconieux. Le fond est cristallin avec des amas de pyrite ; il contient de nombreux restes de Foraminifères : Lituolidés, Verneuilinidés, Buliminidés, Textulariidés, *Daxia*, *Orbitolines*, *Coskinolines*, *Cunéolines*, *Ovalvéolines*. *Préalvéolines*, *Dictyopsella*, Milioles, Glomospirella.

On y remarque aussi des débris de Radiolaires, spicules de Spongiaires, Hydrozoaires, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques et Algues (Mélobésiées).

— Un grès quartziteux (70 à 80 % de quartz), ferrugineux, avec muscovite et pyrite.

C. — Turonien.

Zone à Globotruncana helvetica Bolli.

En continuant de suivre la voie ferrée Ferrières-Coarraze vers Asson, le Turonien se rencontre sur la rive droite de l'Ouzom, presque directement à l'est du château de Luppé.

Il représente une bande de 100 à 110 mètres d'épaisseur avec un pendage moyen S.-S.-E. de l'ordre de 70°.

Ce sont de gros bancs lités de calcaire argileux, alternant avec de minces lits de marnes et passées microbréchiques.

Les lavages ont livré une microfaune peu fréquente où j'ai reconnu :

Globotruncana helvetica Bolli (r),
Globotruncana aff. *renzi* Gandolfi (r),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (tr),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi var. *turbinata* Reichel (tr),
Globigerina paradubia Sigal (tr),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Gümbelina aff. *moremani* Cushman (tr),
Marssonella oxycona (Reuss) (r),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (r),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (c),
Bathysiphon sp. (f).

Les microfaciès sont assez semblables à ceux que j'ai décrits plus haut. Il faut toutefois remarquer, à la base, la présence d'un calcaire cryptocristallin à Pithonella, Gümbélines, rares Globotruncana et *nombreux gros Radiolaires* (AY. 752). Nous retrouverons plusieurs fois ce même niveau dans notre déplacement vers l'ouest. Il semblerait correspondre à un microfaciès caractéristique du Turonien inférieur (Pl. VIII, 3).

On peut également signaler un calcaire gréseux (20 à 25 % de quartz), grumeleux, ferrugineux et légèrement glauconieux, à rares débris de petits Foraminifères. De même qu'un calcaire grossièrement graveleux, microbréchique, à fond cristallin, un peu calcédonieux. Il renferme de fréquents débris de Foraminifères remaniés : Ammobaculites, Textulaires, Orbitolines, Cunéolines, Dictyopsella, Préalvéolines, Milioles, Pithonella, Trocholines, avec des restes d'Hydrozoaires, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques (dont Rudistes ?). On y trouve de 3 à 5 % de quartz, de la pyrite et des traces de glauconie (Pl. XI, 1).

D. — Coniacien.

Zone à Globotruncana schneegansi Sigal.

Le Coniacien constitue 150 à 160 mètres de série surtout calcaire, avec un pendage toujours S.-S.-E. de valeur moyenne 60°.

La coupe la plus complète de cet étage se relève sur la rive droite de l'Ouzom, le long de la voie ferrée Ferrières-Coarraze, depuis le dernier affleurement de Turonien jusqu'au croisement avec la route D. 35 qui sort du village d'Asson (Pl. IX, 3).

C'est tout d'abord une zone de calcaire siliceux gris bleuté du type « Dalle de Bidache », parfois rubané ou avec inclusions de silex bruns. Cette formation siliceuse, assez réduite en puissance dans la coupe étudiée, représente une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Des lits de calcaire argileux verdâtre ou de marne verte à grise alternent avec des cherts.

Les parties inférieures des gros bancs calcaires peuvent être constituées, sur une faible épaisseur (3 à 10 cm), par des passées parfois grossièrement microbréchiques.

Tout cet ensemble est légèrement plissé. On y remarque de petites failles présentant un faible rejet de 1,5 à 2 mètres.

En continuant vers le nord le long du talus de la voie ferrée, 20 à 30 mètres avant d'atteindre la route D. 35, ce sont ensuite quelques bancs alternants de marnes et calcaires argileux grisâtres, en petites plaquettes (Pl. IX, 4).

Le dernier affleurement dans le ruisseau l'Arrieucourt, au nord-est de la ferme Rouby, montre encore, dans la marne argileuse verte à ocre, la présence de *Globotruncana sigali* Reichel et *Globotruncana schneegansi* Sigal, formes du Coniacien.

D'une manière générale les lavages ont fourni une rare microfaune, souvent mal conservée. J'ai toutefois pu y reconnaître :

Globotruncana sigali Reichel (tr),
Globotruncana schneegansi Sigal (tr),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (r),
Globotruncana lapparenti angusticarinata Gandolfi (tr),
Globotruncana fornicata Plummer (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Rotalia aff. *skourensis* Pfender (tr),
Gümbelina sp. (tr),
Valvulineria allomorphinoides Reuss (tr),
Pattelina subcretacea Cushman et Alexander (tr),
Cuneolina cf. *pavonia* d'Orbigny (tr),
Coskinolina sp. (r.),
Nodosarella solida Brotzen (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r),

Glomospira charoides (Parker et Jones) (c),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (c),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones (r),
Spiroplectammina cf. longa Lalicker (tr),
Haplophragmoïdes sp. (c),
Reophax sp. (c),
Bathysiphon sp. (c),
Ammobaculites sp. (r),
avec des restes de Radiolaires, spicules de Spongiaires, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes.

Les lames minces mettent en évidence deux microfaciès :

— Un calcaire cryptocristallin, argileux, ferrugineux et ligniteux. Il contient rarement des débris de Globotruncana, Pithonella, Globigérines et Gümbélines, avec des Radiolaires et de très nombreux spicules de Spongiaires (Pl. XI, 2).

— Un calcaire détritique, grumeleux ou légèrement graveleux, plus ou moins bréchique. On y rencontre tous les stades de grossier à fin. Le fond est souvent en voie de silicification et présente des plages calcédonieuses (Pl. VIII, 4). Il y a également de très rares quartz néoformés, des traces de glauconie et des éléments dolomitiques. On y observe un abondant cortège d'organismes dont certains sont remaniés : Glomospira, Lituola, Orbitolines, Cunéolines, Dicyclines, Dictyopsella, Pithonella, Vidalina, Trocholines, Rotalia, Globotruncana ; avec débris de spicules de Spongiaires, Lithistidés, Hydrozoaires, Echinodermes, Bryozoaires, Serpules, Ostracodes et Mollusques.

E. — Santonien.

Zone à Globotruncana concavata Brotzen.

Cet étage est très mal représenté, du fait d'une importante lacune d'observation (220 m), de l'ouest de la ville d'Asson au sud de l'ermitage d'Asson.

L'épaisseur de l'ensemble visible atteint 75 mètres sur le terrain pour un pendage moyen de 60°.

Les affleurements de cette zone représentent une formation de marne à calcaire argileux vert à vert foncé, avec des passées rouges (altération de masse), dures ou friables, contenant des Fucoïdes. On peut voir ce faciès dans le ruisseau d'Arrieucourt (500 m est de la ferme Arrouaus).

Les lavages fournissent :

Globotruncana concavata Brotzen (tr),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (c),
Globotruncana fornicata Plummer (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Pseudogaudryinella capitosa (Cushman) (tr),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (c),
Marssonella oxycona Reuss (c),
Cribrostomoïdes cretacea Cushman et Goudkoff (tr),
Haplophragmoides sp. (c).

Les parties plus carbonatées montrent, en lames minces, un calcaire argileux cryptocristallin ou microcristallin, à traces de Globotruncana, Pithonella, Radiolaires et fins spicules d'Alcyonaires (?).

F. — Campanien.

a) *Zone à Globotruncana elevata s.l.*

Cette formation fait environ 1 300 mètres d'épaisseur. Il faut peut-être y ajouter une partie de la lacune qui se trouve au sud de l'ermitage d'Asson. Les pendages de valeurs et d'orientations variables indiquent l'existence de replis et rendent difficile, sinon impossible, l'estimation de puissance réelle de cette zone. On peut sans doute avancer une épaisseur de l'ordre de 600 à 700 mètres.

Il faut surtout remarquer la rareté des calcaires et l'abondance des grès dans cet ensemble. La colline de l'ermitage d'Asson[1] (cote 401,8) (Pl. X, 2)

1. Cette colline a connu maintes vicissitudes depuis la période historique. Oppidum, à l'époque de l'indépendance gauloise; elle dut également servir de place forte depuis les premiers âges de l'homme. En effet, deux haches de quartzite polie, de belle taille, et de forme allongée, ont été trouvées sur les pentes de l'ermitage.

Vers le milieu du XIVe siècle, il était question d'un château : « Lou Castet d'Assoo » qui défendait les frontières du Béarn, face à la Bigorre.

La chapelle de l'ermitage, bâtie en 1674, était dédiée à saint Christophe, déjà protecteur d'un gué de l'Ouzom, emprunté en contrebas par les pélerins de Saint-Jacques-de-Compostelle, qui suivaient l'itinéraire de Saint-Pée-de-Bigorre à Arudy, par Mifaget. L'ermitage a maintenant disparu. Il ne subsiste que le souvenir de son emplacement dans la vigne de la propriété Berthoumieu.

La vue que l'on a du haut de l'ancienne enceinte est une des plus belles du pays. On y domine toutes les collines du Flysch, entre la vallée du gave de Pau et les premiers chaînons nord-pyrénéens.

PLANCHE XI.

1. *AY. 741* (x *30*). *Coupe de Nay. Calcaire cristallin graveleux à* Dictyopsella sp. (*cf.* kiliani Munier-Chalmas), Nezzazata, *Textulariidés. Turonien.*

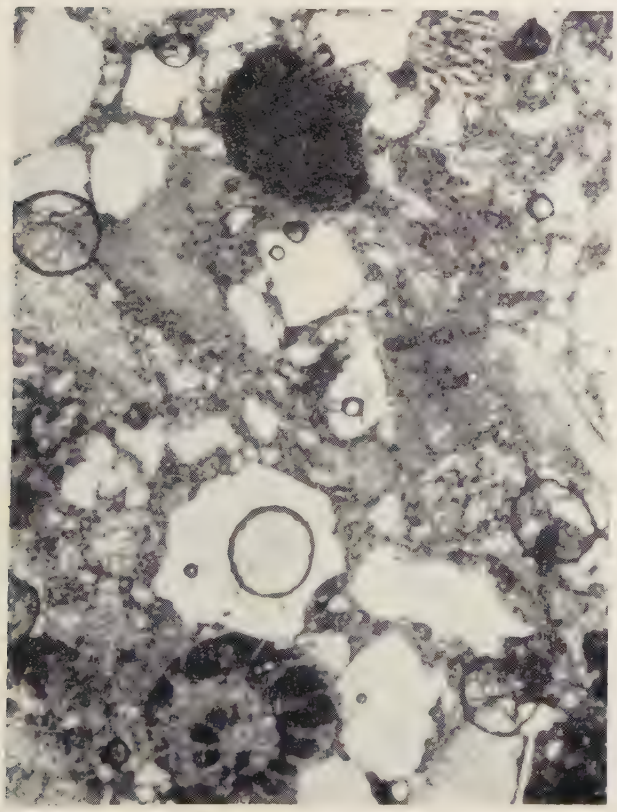
2. *AY. 668* (x *22*). *Coupe de Nay. Calcaire cryptocristallin, argileux, ferrugineux, contenant des amas de gros spicules de Spongiaires orientés selon le litage. Coniacien.*

3. *AY. 424* (x *30*). *Coupe de Nay. Calcaire gréseux (40 % de quartz) à débris de* Meandropsina sp. *et de* Siderolites vidali Douville. *Campanien supérieur.*

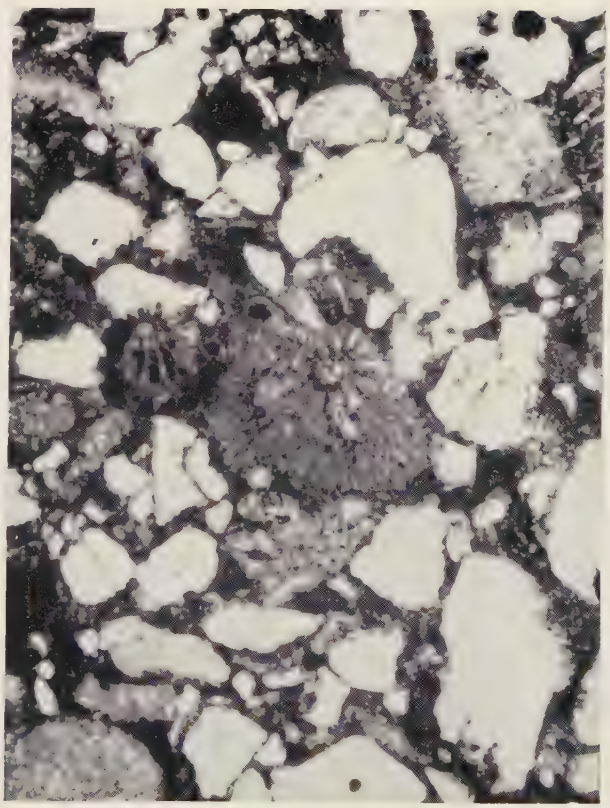
4. *AY. 424* (x *24*). *Coupe de Nay. Calcaire gréseux (grain maximum : 1 mm) à* Siderolites calcitrapoides Lamarck. *Campanien supérieur.*

1

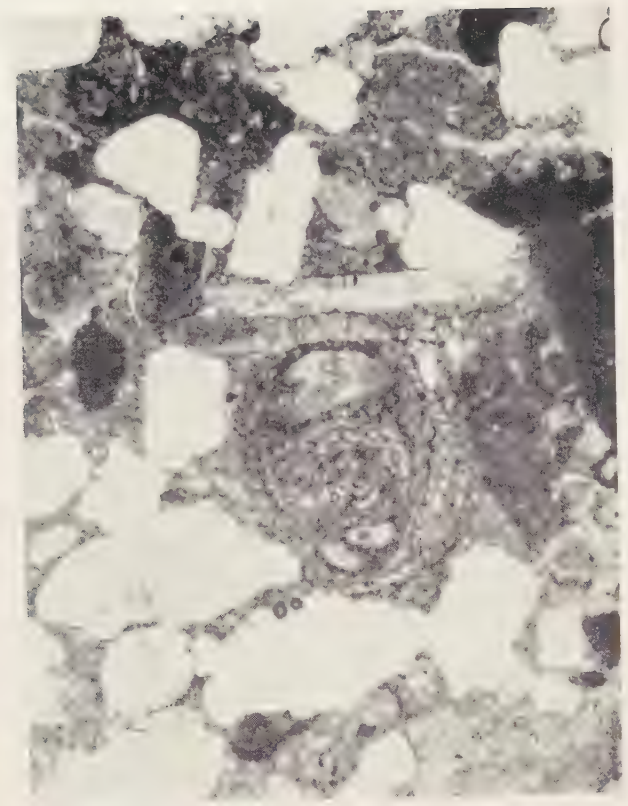
2



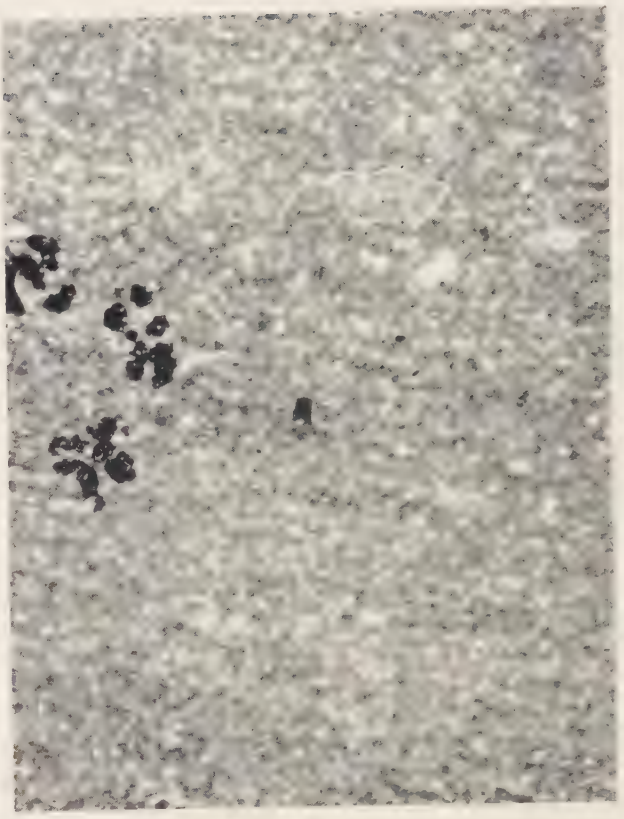
3



4



1



2

3

4

est principalement constituée de cette armature gréseuse, le plus souvent très altérée, de couleur rouille à ocre ou jaunâtre, sableuse et micacée. Le grès sableux, somme toute assez caractéristique du Campanien, alterne avec de la marne, mais représente nettement le terme dominant. Ce n'est qu'en descendant vers les fermes Carache et Nabarra, que l'on retrouve la marne et le calcaire bleuté en proportion plus importante. Il y a ensuite lacune de visibilité jusqu'à l'est de la ville d'Asson.

Plus à l'ouest, au sud de la ferme Sazié (N.-O. de Sarraméda), les affleurements dans la boucle du Beez montrent également une prédominance du grès sur la marne. On y trouve aussi un banc conglomératique de couleur grenat. Il s'agit d'un calcaire gréseux à grès calcaire (40 à 60 % de gros quartz anguleux, jusqu'à 1,5 mm, aux angles souvent arrondis, parfois un peu corrodés, avec un « graded-bedding »). Le ciment est calcaire, assez ferrugineux[1]. C'est le même faciès que nous retrouverons dans le Maestrichten de base. On y observe ici (AY. 424) (Pl. XI, 3 et 4) :

Orbitoides media (d'Archiac) (c),
Orbitoides tissoti (Schlumberger) (tr),
Siderolites calcitrapoides Lamarck (tr),
Siderolites vidali Douville (r),
Nummofallotia (Nonionina) cretacea (Schlumberger) (c),
Meandropsina sp. (tr),
Lituola sp. (tr),

avec des restes de Cunéolines, Milioles, Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques et Algues (Mélobésiées).

Toujours dans le Beez, mais 10 mètres plus haut, on rencontre déjà un calcaire bréchique, moins grossier cependant que le précédent. C'est un calcaire gréseux (40 à 50 % de quartz anguleux anisométriques, plus ou moins corrodés). Le contenu zoogène est toujours assez semblable (AY. 418) :

Orbitoïdes media (d'Archiac),
Rotalina cayeuxi de Lapparent,
Dictyopsella cf. kiliani Munier-Chalmas,
Nummofallotia (Nonionina) cretacea (Schlumberger),

avec restes de Lagenidés, Miliolidés, Rotalidés, Echinodermes, Ostracodes, Mollusques et Algues (Ethelia alba [Pfender]).

On retrouve encore un faciès très analogue, au cœur du Campanien, sur le flanc ouest de la colline de l'ermitage d'Asson, à l'est de la ferme Pédeprade.

Les lavages de la marne argileuse de couleur verdâtre (en bancs de 10 à 70 cm) livrent une microfaune assez variée. Certains niveaux ne contiennent que des Foraminifères arénacés, sans qu'une règle bien définie puisse être tirée. Cela concerne des lits peu épais de marne. Il est probable que la proportion de quartz rentre en jeu. Lorsque le pourcentage de silice augmentait, le milieu devenait sans doute impropre à la vie des Foraminifères en général et des pélagiques en particulier ? Quoi qu'il en soit, j'ai déterminé la microfaune suivante :

Globotruncana elevata elevata Brotzen (c),
Globotruncana elevata stuartiformis Dalbiez (c),

qui apparaissent à la base du Campanien.

Globotruncana falsostuarti Sigal (c), à partir du sommet.
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (c),
Globotruncana lapparenti angusticarinata Gandolfi (r),
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler (tr),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globotruncana arca Cushman (c),
Globotruncana ventricosa carinata Dalbiez (tr),
Rugoglobigerina rugosa (Plummer) (r),
Gümbelina globulosa Ehrenberg (c),
Gümbelina plummerae Loetterle (c),
Stensioïna esculpta Reuss (r),
Reussella szajnochae Grzybowski (r), apparaît au Campanien moyen,
Cibicides stephensoni Cushman (r),
Allomorphina velascoensis Cushman (r),
Palmula jarvisi (Cushman) (r),
Pleurostomella torta Cushman (tr),
Pithonellla cf. sphaerica (Kaufmann) (r),
Nodosaria limbata d'Orbigny (tr),
Pullenia cretacea Cushman (tr),
Bolivinoides decorata (Jones) (tr),
Entosolenia orbignyana (Seguenza) (r),
Frondicularia frankei Cushman (tr),
Spiroplectammina cf. longa Lalicker (tr),
Dorothia bulletta (Carsey) (r),

1. Cette roche est appelée la « dalle d'Asson » dans le pays.

PLANCHE XII.

1. *AY. 492* (x *20*). *Coupe de Nay. Calcaire microbréchique, gréseux (40 à 50 % de quartz), à restes de* Navarella joaquini Ciry et Rat, *Echinodermes, Mollusques. Maestrichtien.*

2. *AY. 318* (x *24*). *Coupe de Nay. Calcaire argileux à* Globotruncana stuarti *de* Lapparent, *Gümbélines. Maestrichtien.*

3. *AY. 397* (x *14*). *Coupe de Nay. Calcaire argileux a nombreux prismes d'Inocérames. Maestrichtien.*

4. *AY. 294* (x *18*). *Coupe de Nay. Marne indurée, fissurée, à galets mous. Maestrichtien (sommet des « Marnes de Nay »).*

Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (r),
Pelosina complanata Franke (r),
Pseudoclavulina sp. 4 Cuvillier et Szakall (tr),
Tritaxia pyramidata Cushman et Jarvis (r),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (c),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (c),
Marssonella oxycona Reuss (c),
Cribrostomoïdes cretacea Cushman et Goudkoff (c),
Nodellum velascoense (Cushman) (r),
Bathysiphon sp.
Haplophragmoides sp.,

ainsi que des desmes de Lithistidés et des quartz bipyramidés.

Le grès est à grain fin, le plus souvent à ciment calcaréo-ferrugineux. Il contient de 70 à 80 % de quartz isométriques d'environ 50 µ, avec de la limonite, des granules de pyrite, des paillettes de muscovite, des traces de glauconie et des débris ligniteux.

On rencontre très rarement un calcaire grumeleux à graveleux, légèrement gréseux (7 à 10 % de gros quartz), à restes de Textulariidés, Verneuilinidés, Polymorphinidés, Valvulammina, Eggerella, Dictyopsella, Cunéolines, Echinodermes, Ostracodes, Mollusques, Algues (AY. 626 - 635).

b. — *Zone à Globotruncana calcarata* Cushman.

La zone à *Globotruncana calcarata* Cushman représente 35 mètres de puissance, avec un pendage de 35°.

On trouve quelques affleurements de ce niveau dans l'Arribe-Arrouy (ou le ruisseau Arrouy), au sud du moulin le Batan, à l'est de la ferme Sazie.

La marne argileuse verte à ocre, très finement gréseuse (7 à 10 % de quartz), est ferrugineuse et livre une abondante microfaune, riche surtout en Globotruncana et Foraminifères arénacés :

Globotruncana calcarata Cushman (tr),
Globotruncana elevata elevata Brotzen (c),
Globotruncana elevata stuartiformis Dalbiez (c),
Globotruncana stuarti de Lapparent (r),
Globotruncana falsostuarti Sigal (r),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (f),
Globotruncana lapparenti coronata Gandolfi (c),
Globotruncana lapparenti angusticarinata Gandolfi (r),
Globotruncana arca Cushman (c),
Globotruncana plicata White (r),
Globotruncana rosetta (Carsey) (r),
Gümbelina plummerae Loetterle (c),
Gümbelina globulosa Ehrenberg (c),
Gümbelina semi-costata Cushman (tr),
Reussella szajnochae Grzybowski **(r),**
Marginulina inconstantia Cushman (tr),
Marginulina bullata Reuss (tr),
Gyroidina globosa Hagenow (tr),
Valvulineria allomorphinoides Reuss (tr),
Buliminella carseyae Plummer (r),
Anomalina taylorensis Carsey (tr),
Marssonella oxycona Reuss (c),
Dorothia retusa (Cushman) (r),
Dorothia bulletta (Carsey) (r),
Cibicides stephensoni Cushman (r),
Textularia ripleyensis Berry (tr),
Pelosina complanata Franke (c),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (c),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (c),
Nodellum velascoense (Cushman) (c),
Cribrostomoïdes cretacea Cushman et Goudkoff (r),
Haplophragmoides coronata (Brady) (r),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (r),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (r),
Trochammina sp. (c).

La marne alterne avec de gros bancs de grès (20 à 50 cm). Celui-ci contient de 50 à 60 % de quartz dans un ciment calcaréo-ferrugineux. Il est parfois très micacé et peut se transformer, par altération, en un sable à peine consolidé de couleur ocre.

On trouve aussi un calcaire gréseux (30 à 40 % de quartz fins à moyens), à débris de Lagenidés, Miliolidés, *Nummofallotia* (*Nonionina*) *cretacea* (Schlumberger), spicules de Spongiaires, Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques (prismes d'Inocérames ?), et Algues (Ethelia alba [Pfender], Mélobésiées).

G. — Maestrichtien.

a) *Zone à Globotruncana stuarti* de Lapparent.

Ce Flysch est caractérisé par des alternances rythmiques de grès calcaire et marne. La zone à *Globotruncana stuarti* de Lapparent, qui représente le Maestrichtien inférieur, couvre une épaisseur de 900 mètres, avec un pendage moyen de l'ordre de 35° N.-N.-E.

La lithologie se compose :

I. — De grès bicolores (ou calcaires gréseux) d'une couleur bleue dans la masse, l'altération leur donne superficiellement une teinte rouille à café au lait. Ce sont de gros bancs massifs (20 à 80 cm), le plus souvent très durs, constitués d'un grès quartziteux fin ou grossier.

Un même banc peut être microbréchique à la base et silteux au sommet (*graded-bedding*). Le ciment est calcaire, avec parfois des inclusions de galets

mous formés d'éléments de marne ou de calcaire argileux gris verdâtre.

En montant dans la série, le grès devient de moins en moins abondant et la proportion de mica (muscovite) diminue également dans la roche, qui en contenait beaucoup au passage Campanien — base Maestrichtien. Il montre aussi des passées transformées en sable à peine consolidé, ocre à roux, ferrugineux, friable.

II. — De fines intercalations de marne argileuse verte ou grisâtre (bancs de 1 à 5 cm), devenant plus importantes vers le bas de l'étage (passées de 1 à 2 mètres).

Cette marne est peu indurée, parfois finement gréseuse et noduleuse, à mouchetures noires ou ocres, et délitable en minces feuillets de 1 à 2 mm.

III. — De rares bancs de calcaire gris-vert, argileux, dur, épais en moyenne de 10 à 40 cm. On y rencontre :

— Un calcaire grumeleux, gris, dur, massif, en lits de 5 à 50 cm, à abondantes inclusions de calcaire argileux verdâtre.

— Un calcaire finement cristallin beige à ocre, à rares débris, traces et pistes diverses (bancs de 10 cm).

— Un calcaire lithographique ou légèrement argileux, beige, dur, en bancs de 20 à 50 cm.

IV. — De quelques niveaux de brèches mono- ou polygéniques à ciment calcaire argileux grisâtre, avec des éléments de 0,5 à 2 cm.

Les affleurements de ce Maestrichtien inférieur sont fréquents depuis le nord de la ferme Sazie jusqu'aux carrières du collège de Nay, en passant par les fermes le Batan, Castagnot et Allias, les environs de la filature et du moulin Sayous en bordure du Beez. Plus à l'est on trouve de nombreux gisements, depuis la colline de l'ermitage d'Asson (cote 401,8), jusqu'au pont de la voie ferrée sur le gave de Pau (N.-E. de la ferme Douasous). De plus, les ruisseaux situés entre le Beez, l'Ouzom et l'ermitage d'Asson au sud, laissent voir des affleurements sporadiques.

A proximité du stade du collège de Nay, une ancienne carrière permet d'observer un bel exemple des alternances de cette série. De nombreux bancs présentent des traces, pistes, galets mous et Fucoïdes. Des « Flute-casts » indiquent un sens d'écoulement des eaux de l'est vers l'ouest. On peut remarquer que le plan de stratification entre un banc de grès et de marne est, soit rectiligne, soit ondulé. Un diasthème sépare les deux couches. On observe quelquefois le remplissage d'un sédiment plus récent, dans des cavités creusées par des animaux fouisseurs dans le lit antérieur.

Vers la base de l'étage, au moulin le Batan (cote 270), signalons un affleurement de grès à ciment calcaire, granoclassé (grossier et microbréchique à la base, fin au sommet).

Les lames minces (HD. 95) montrent un grès à calcaire gréseux, dont le ciment est constitué de calcaire argileux, ferrugineux et glauconieux. Les quartz (40 à 60 %) ne sont pas toujours anguleux, mais parfois corrodés, roulés et subarrondis ou à extinction roulante. Le pourcentage des gros quartz étant plus élevé en bas qu'en haut du banc, le *graded-bedding* semble évident. La taille des grains anisométriques varie entre 0,4 et 2 mm.

Le contenu zoogène de cette roche n'est pas ce qu'il y a de moins curieux. On y reconnaît, en effet, une association d'affinité épicontinentale :

Lepidorbitoïdes sp. (cf. *minor* [SCHLUMBERGER]) (tr),
Orbitoïdes apiculata SCHLUMBERGER (tr),
Orbitoïdes media (d'ARCHIAC) (r),
Orbitoïdes tissoti (SCHLUMBERGER) (tr),
Siderolites vidali DOUVILLE (r),
Nummofallotia (Nonionina) cretacea (SCHLUMBERGER) (tr),
Rotalia sp. (r),
Lituola sp. (tr),

avec des restes de *Coscinophragma*, Milioles, débris d'Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques (prismes d'Inocérames (Pl. XII, 3), Rudistes).

Orbitoïdes apiculata SCHLUMBERGER signalé comme fréquent dans la région de Pau par Mme M. NEUMANN (1958, p. 65), et *Lepidorbitoïdes* cf. *minor* (SCHLUMBERGER), semblent généralement cantonnés dans le Maestrichtien supérieur. Or, ce calcaire gréseux (ou grès calcaire) se trouve très proche de la zone à *Globotruncana calcarata* CUSHMAN, limite du Campanien - Maestrichtien.

Le même horizon calcaire gréseux (40 à 50 % de quartz), microbréchique, se rencontre encore à l'est, le long de la voie ferrée, dans le lit d'un ruisseau (AY. 492, est de la cote 321). Il est, lui aussi, très proche de la limite avec le Campanien. Cette fois, la roche contient :

Orbitoïdes cf. media (d'ARCHIAC) (r),
Miscellanea cf. *mengaudi* (ASTRE) (r),
Navarella joaquini CIRY et RAT (r) (Pl. XII, 1).

Elle remanie des restes d'Orbitolines, ainsi que des formes que l'on peut rapporter à *Pseudolituonella reicheli* MARIE.

Mis à part ce microfaciès bréchique et détritique, le Maestrichtien inférieur montre, en lames minces :

Des grès à ciment calcaréo-ferrugineux contenant de 50 à 60 % de quartz anguleux, plus ou moins corrodés, isométriques. Ces grès peuvent être, également, grossiers, altérés, vacuolaires, mal consolidés, avec des

grumeaux argileux, de rares paillettes de muscovite ou des cristaux de tourmaline. Les débris organiques y sont peu fréquents et souvent remaniés : quelques restes de Foraminifères, spicules de Spongiaires, Echinodermes, Mollusques (AY. 346, 349, 351).

Des calcaires :

— Cryptocristallins, plus ou moins argileux, à Pithonella, Globigérines, Globotruncana, Hétérohélicidés, petits débris d'Echinodermes, Mollusques, Algues (Mélobésiées).

— Plus rarement microcristallins, finement gréseux (jusqu'à 7 - 10 % de petits quartz), un peu grumeleux, granuleux, avec de rares Pithonella, Globigérines, Rotaliidés, fins spicules de Spongiaires. Ils sont légèrement micacés, pyriteux, avec des fissures stylolithiques à remplissage ferrugineux (AY. 344, 375).

— Enfin, grumeleux, à galets mous de calcaire argileux, cryptocristallin, un peu gréseux (3 à 7 % de quartz anguleux), avec quelques Globotruncana, Globigérines, Gümbélines et fins spicules de Spongiaires.

Les lavages de la marne fournissent généralement une abondante microfaune. J'ai remarqué une augmentation de la proportion des Foraminifères arénacés vers le bas de la série, sans doute en rapport avec l'accroissement du pourcentage des détritiques dans la lithologie. Sur l'ensemble des échantillons, j'ai déterminé :

Globotruncana stuarti de Lapparent (f),
Globotruncana falsostuarti Sigal (c),
Globotruncana arca Cushman (c),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globotruncana plicata White (r),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (f),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (r),
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler (tr),
Globotruncana rosetta (Carsey) (c),
Globigerinella escheri escheri (Kaufmann) (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (c),
Rugoglobigerina rugosa (Plummer) (r),
Praeglobotruncana coarctata Bolli (r),
Globorotalites multisepta (Brotzen) (tr),
Orbitoïdes media (d'Archiac) (r) (échantillons AY. 321 et 326),
Meandropsina sp. (tr),
Planoglobulina acervulinoides Egger (c),
Gümbelina plummerae Loetterle (f),
Gümbelina globulosa Ehrenberg (f),
Gümbelina semi-costata Cushman (tr),
Gümbelina pseudotessera Cushman (tr),
Bolivinoïdes draco draco (Marsson) (r),
Bolivina incrassata Reuss (c),
Stensioïna exsculpta Reuss (c),
Stensioïna pommerana Brotzen (r),
Reussella szajnochae Grzybowski (r),
Buliminella carseyae Plummer (tr),
Gyroidina globosa Hagenow (c),
Gyroidina nitida Reuss (r),
Valvulineria allomorphinoides Reuss (tr),
Marginulina inconstantia Cushman (tr),
Marginulina cf. jarvisi Cushman (tr),
Marginulina navarroana Cushman (tr),
Robulus münsteri (Roemer) (tr),
Globulina prisca Reuss (tr),
Pleurostomella torta Cushman (r),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (r),
Palmula jarvisi (Cushman) (tr),
Dentalina catenula Reuss (r),
Nodosaria limbata d'Orbigny (c),
Cibicides beaumontianus d'Orbigny (c),
Cibicides stephensoni Cushman (r),
Cibicides cf. subcarinatus Cushman et Deaderick (tr),
Entosolenia orbignyana (Seguenza) (r),
Pseudoglandulina bistegia (Olszewski) (c),
Pseudoglandulina cylindracea (Reuss) (r),
Pseudoglandulina manifesta (Reuss) (tr),
Marssonella oxycona Reuss (c),
Tritaxia pyramidata Cushman et Jarvis (c),
Pseudogaudryinella capitosa (Cushman) (tr),
Clavulinoïdes (?) havanensis Cushman et Bermudez (r),
Spiroplectammina laevis var. cretosa Cushman (tr),
Ammobaculites cf. coprolithiformis (Schwager) (tr),
Reophax dentalinoides (Reuss) (r),
Haplophragmoides coronata (Brady) (c),
Pseudoclavulina sp. 3 Cuvillier et Szakall (r),
Cribrostomoïdes cretacea Cushman et Goudkoff (c),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (c),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (r),
Nodellum velascoense (Cushman) (c),
Pelosina complanata Franke (c),
Bathysiphon sp. (f),
Saccammina sp. (tr),

Ces lavages contiennent aussi des spicules de Spongiaires, des restes de radioles d'oursins, des débris de Bryozoaires et d'Ostracodes.

Signalons enfin les derniers représentants de *Globotruncana elevata elevata* Brotzen et *G. elevata stuartiformis* Dalbiez, à la base du Maestrichtien inférieur (AY. 342).

Le sommet de la zone à *Globotruncana stuarti* de Lapparent devient progressivement plus carbonaté et passe à de gros bancs de calcaire argileux (Pl. XII, 2) gris à verdâtre, sur 5 à 6 mètres de puissance. Cette roche gélive se remarque sur le chemin de la ferme

Biellenave et sur la rive droite du gave de Pau, au Sud de la minoterie Clarac.

b) *Zone à Globotruncana contusa* (CUSHMAN).

La formation des « Marnes de Nay » n'a plus un caractère bien marqué de Flysch, tel qu'on peut le définir. Je considère, avec P. RAT (1959), que l'emploi de ce terme paraît parfois trop étendu et couvre des formations qui, en d'autres régions, seraient tout simplement appelées « marnes ».

L'ensemble des « Marnes de Nay » a, ici, une puissance de 345 m, avec un pendage moyen de 30° vers le N.-N.-E.

La pittoresque petite ville de Nay est, en partie, construite dans la dépression créée par ces marnes. Elle constitue, par sa position, le gisement type de cette formation.

Les affleurements sont assez abondants depuis la ferme Biellenave jusqu'au four à chaux de Coulat. On peut signaler, par exemple, celui qui est situé derrière la gendarmerie de Nay, ainsi que celui de la ferme Béthanie.

Il s'agit d'une marne, quelquefois plastique, d'une couleur verte variable, passant au marron ou au gris, à cassure conchoïdale due au gel. Comme elle est assez carbonatée, c'est en effet une pierrre gélive. On y découvre des traces et des pistes en grande fréquence : empreintes de Fucoïdes et restes de Spirophytons (gisement de la gendarmerie de Nay).

Ce sont les couches à *Pachydiscus jacquoti* SEUNES, que l'auteur (1890) attribuait au Danien inférieur. J. LABOURGUIGNE (1961, p. 44) y a trouvé au nord de Saint-Vincent, dans le ruisseau de Doussine, *Hamites recticostatus* SEUNES. J'en ai également observé un exemplaire, dans la même formation, au sondage de Bourdettes 1 (carotte n° 1) situé à l'O.-N.-O. de Nay (voir p. 91).

Ces marnes, après lavage, ne contiennent plus aucune trace du sédiment primitif, et livrent une abondante microfaune, riche aussi bien en genres qu'en espèces de Foraminifères, où par le nombre dominent surtout les Globotruncana (AY. 294 à 314).

J'y ai reconnu :

Globotruncana contusa (CUSHMAN) (f),
Globotruncana mayaroensis BOLLI (c),
Globotruncana stuarti de LAPPARENT (tf),
Globotruncana falsostuarti SIGAL (c),
Globotruncana arca (CUSHMAN) (f),
Globotruncana fornicata PLUMMER (c),
Globotruncana plicata WHITE (c),
Praeglobotruncana coarctata BOLLI (r),
Globigerinella escheri escheri (KAUFMANN) (r),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (c),
Gümbelina plummerae LOETTERLE (c),
Gümbelina globulosa ERHENBERG (c),
Gublerina cuvillieri KIKOINE (tr),
Ventilabrella eggeri CUSHMAN (c),
Pseudotextularia varians RZEHAK (c),
Planoglobulina acervulinoides EGGER (c),
Reussella szajnochae GRZYBOWSKI (r),
Stensioïna pommerana BROTZEN (c),
Gyroïdina globosa HAGENOW (c),
Gyroïdina girardana (REUSS) (tr),
Bolivinoïdes draco draco (MARSSON) (r),
Gyroïdinoides nitida (REUSS) (c),
Palmula jarvisi CUSHMAN (r),
Buliminella carseyae PLUMMER (r),
Bolivina incrassata REUSS (c),
Cibicides stephensoni CUSHMAN (c),
Cibicides sp. (cf. beaumontianus [d'ORBIGNY]) (r),
Marginulina inconstantia CUSHMAN (r),
Marginulina jarvisi CUSHMAN (r),
Marginulina bullata REUSS (r),
Pullenia coryelli WHITE (r),
Pullenia minuta CUSHMAN (tr),
Nodosaria limbata d'ORBIGNY (r),
Nodosarella gracillina CUSHMAN (tr),
Pithonella cf sphaerica (KAUFMANN) (r),
Allomorphina trigona REUSS (tr),
Dentalina communis (d'ORBIGNY) (c),
Pleurostomella torta CUSHMAN (c),
Valvulineria allomorphinoides REUSS (r),
Frondicularia cordata ROEMER (tr),
Pseudoglandulina bistegia (OLSZEWSKI) (r),
Pseudoglandulina manifesta (REUSS) (tr),
Ellipsonodosaria stephensoni CUSHMAN (tr),
Dorothia bulletta (CARSEY) (c),
Dorothia retusa (CUSHMAN) (c),
Gaudryina faujasi (REUSS) (tr),
Gaudryina quadrans CUSHMAN (tr),
Clavulinoides disjuncta (CUSHMAN) (tr),
Clavulinoides (?) havanensis CUSHMAN et BERMUDEZ (r),
Clavulinoides trilatera CUSHMAN (c),
Entosolenia orbignyana (SEGUENZA) (r),
Textularia ripleyensis BERRY (tr),
Marssonella oxycona REUSS (c),
Ammodiscus incertus d'ORBIGNY (r),
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN (r),
Cribrostomoïdes cretacea CUSHMAN et GOUDKOFF (c),
Tritaxia pyramidata CUSHMAN et JARVIS (r),
Trochammina globigeriniformis (PARKER et JONES) (c),
Pelosina complanata FRANKE (r),
Haplophragmoides sp. (c),
Bathysiphon sp (c),
Frankeina taylorensis CUSHMAN et WATERS (tr),
Frankeina rugosissima ALEXANDER et SMITH (tr),
Ramulina aculeata WRIGHT (tr),
Navarella joaquini CIRY et RAT (r),
Reophax angoti CUVILLIER et SZAKALL (tr),

ainsi que des débris de radioles d'oursins et des Ostracodes.

SEUNES (1890) écrit (p. 107) que, à l'intérieur du couvent des dominicaines de Nay et à Miraben, on voit des calcaires grisâtres, souvent jaunâtres à l'extérieur et bleuâtres à l'intérieur, généralement durs, grenus, subcristallins. Ils renferment parfois des petits grains siliceux, très souvent des silex irréguliers jaunes ou grisâtres. Les bancs, épais de 10 à 60 cm, alternent avec des lits de marne et, plus rarement, avec des grès schisteux et micacés. Il y cite une macrofaune assez abondante, composée de :

Nautilus sp.,
Pachydiscus Fresvillensis SEUNES,
Pachydiscus Jacquoti SEUNES,
Inoceramus Cuvieri LAMARCK,
Stegaster Heberti SEUNES,
Gibbaster Munieri SEUNES.

Ces couches sont surmontées de calcaires blanchâtres, marneux, gélifs, alternant avec des marnes calcaires et quelques rares lits gréseux. On observe bien cette formation en allant de Moundant à Nay.

La marne montre, en lames minces, un fond cryptocristallin, avec de nombreuses sections de Globo-

TABLEAU RESUME DE LA COUPE DE NAY

Etages	*Zones*		*Epaisseur* (m)	*Puissance totale* (m)
Région synclinale sud				
Aptien supérieur	« Calcaire à Orbitolines et Milioles »		185	
Albien supérieur (Vraconien ?)			110	
Cénomanien			400	
Turonien	Zone à G. helvetica		235	
Cénomanien			1.840	
Albien supérieur (Vraconien ?)			90	
Aptien supérieur	« Calcaire à Orbitolines et Milioles »		250	
Structure anticlinale ancienne (Primaire)			50	
Région monoclinale nord				
Albien supérieur (Vraconien ?)			50	
Cénomanien	Zone à R. apenninica s.l.	Wildflysch	400	1.345
		Zone à R. apenninica s. str.	395	
	Zone à R. cushmani		550	
Turonien	Zone à G. helvetica		110	
Coniacien	Zone à G. schneegansi		160	
Santonien	Zone à G. concavata		75	
Lacune de visibilité			220	
Campanien	Zone à G. elevata s.l.		1.300	1.335
	Zone à G. calcarata		35	
Maestrichtien	Zone à G. stuarti		900	1.245
	Zone à G. contusa, « Marnes de Nay »		345	

truncana, Globigérines, Hétérohélicidés, Pithonella, débris divers. La roche est légèrement ferrugineuse et le plus souvent peu gréseuse (1 à 2 % de très petits quartz). Pourtant on rencontre aussi de fines passées (5 à 15 cm) de calcaire gréseux (40 % de quartz isométriques), grumeleux, pyriteux, à rares Foraminifères et fins spicules de Spongiaires.

Le Crétacé supérieur se termine au nord-ouest de Nay, un peu au sud de la ferme Coulat. Là, au bord du chemin, se trouvent les derniers affleurements de marne argileuse gris verdâtre, parfois noduleuse (nodules de 3 à 5 cm de calcaire argileux ou gréseux, fin, dur, de couleur grise).

Les « Marnes de Nay » montrent, à cet endroit, un faciès de marnes indurées, fissurées, à galets mous (voir photo, Pl. XII, 4).

Au-dessus, la formation des « Calcaires de Lasseube » débute par un calcaire argileux, cryptocristallin, à petits Pithonella et Globigérines à tests minces (AY. 293) du Danien.

CHAPITRE VIII

LA REGION ENTRE NAY ET REBENACQ

La région vallonnée qui s'étend entre Nay-Arthez-d'Asson à l'est et le pont Labau-Rébénacq à l'ouest (R.N. 134 *bis*) offre une assez grande variété de paysages pittoresques. Les croupes arrondies, où dominent les fougeraies, sont présentes comme dans tout le pays Flysch. Les pentes en sont raides, brûlées au soleil et ravinées par les eaux météoriques. Toutefois cette région apparaît plutôt riche dans son ensemble. Les fermes abandonnées y sont rares. On remarque, au contraire, des exploitations plus importantes qu' à l'ouest. Les maisons construites sur les points hauts, à flanc de coteau, face à la majestueuse chaîne des Pyrénées, sont généralement coquettes. Souvent quelques palmiers agrémentent l'entrée du cottage blanchi à la chaux. Des vignes, aux longs échalas, s'étalent en rangs bien droits sur les pentes, surtout sur le Maestrichtien dont le sol est plus carbonaté. Elles produisent un vin blanc sec de terroir, au goût un peu âpre mais agréable Les champs de maïs alternent avec des herbages où broutent vaches et moutons ; des jachères humides bordent les nombreux ruisseaux qui coulent en petites chutes bouillonnantes sur les bancs gréseux du Flysch. Avec les rivières de l'Ouzom et du Beez, on peut citer parmi les principaux et d'est en ouest : les ruisseaux du Luz, du petit Beez, les Luz de Casalis et de Cazelis ainsi que leurs nombreux tributaires, le Gest, le Soust, le Neez. Ces cours d'eau conséquents sont généralement orientés N.-S. ou N.E.-S.O.

Comme les voies de pénétration suivent les vallées, il est difficile de trouver des routes transverses. C'est pourquoi il faut lever des coupes en remontant les ruisseaux, plutôt que suivre par exemple un banc d'est en ouest.

Cette région est également boisée. Des taillis sous futaies peuplent souvent les fonds des vallées et rendent difficile l'approche des ruisseaux. Les ronces et épineux croissent à l'envi parmi les chataîgniers, chênes, hêtres, saules, et quelques cerisiers sauvages. On trouve aussi des lauriers sur les calcaires maestrichtiens et daniens.

L'habitation est dispersée dans la campagne. Mises à part les petites villes de Nay et de Bruges ; Arthez, Arthez-d'Asson, Lys, Les Pindats et Rébénacq sont des bourgs plus ou moins importants. Le plus souvent à un croisement de routes, quelques maisons qui se serrent autour de l'église.

Au point de vue géologique, la coupe de Nay à Arthez-d'Asson a fourni un aperçu assez complet sur la stratigraphie régionale. En fait, il s'agit toujours structuralement d'un monoclinal au nord et d'un synclinal au sud, de part et d'autre d'une ride anciennement appelée front nord-pyrénéen.

Un inventaire systématique de toutes les coupes que j'ai observées en suivant le cours des ruisseaux et rivières, serait monotone. Les affleurements ne sont pas toujours très continus.

De plus, il faut compter avec l'altération des roches, la solifluxion qui déverse par les sentiers, après chaque période de pluies, des torrents de boue dans les ruisseaux. La transparence des eaux en est troublée pour quelque temps, de même lorsque la fonte des neiges en montagne fait monter les niveaux.

Ces multiples causes, ainsi que la végétation, masquent ou gênent l'observation, rendent le travail de terrain pénible et celui de laboratoire moins fructueux.

Néanmoins, je vais essayer d'esquisser les grandes lignes des corrélations qui me sont apparues dans mon déplacement vers l'ouest. Je m'arrêterai parfois à certains détails qu'il me semblera important de souligner.

A. — LE MONOCLINAL NORD.

Cénomanien.

Le Cénomanien est en général très épais, mais susceptible de grandes variations de puissance. Transgressif sur le front nord pyrénéen, il vient se mouler sur un substratum irrégulier. De plus, les mouvements tectoniques ultérieurs avec la poussée de l'ensemble vers le Nord, lui ont souvent *tronqué sa partie basale*. Elle se trouve alors *masquée sous le déversement de la structure anticlinale ancienne.*

C'est ainsi que de 1 350 mètres dans la coupe de Nay, on passe à 700 ou 750 mètres dans le Beez, environ 650 mètres au nord de Lys, et à peine 300 ou 400 mètres à l'ouest de Rébénacq, où il vient se biseauter sur une faille.

On ne retrouve pas de Wildflysch, tout au moins dans le monoclinal nord, pas plus que les marnes noires ne montrent de septarias.

La limite tracée par microfaciès sera donc assez imprécise.

Il apparaît, comme je le signalais ci-dessus, que le *Cénomanien inférieur manque pratiquement tout le long de cette région ;* ce qui explique l'absence de ces niveaux repères et la réduction d'épaisseur en allant vers l'ouest.

Dans le Beez par exemple, on trouve presque directement le calcaire gréseux microbréchique, à Préalvéolines, Cunéolines, Coskinolines, Mollusques, Algues, du Cénomanien moyen (échantillons HD.831), sur le calcaire schisteux à fins spicules de Spongiaires et cubes de pyrite, de l'Aptien supérieur (échantillon HD. 832).

L'un affleure à la hauteur d'un petit barrage, au sud-ouest de la côte 307, et l'autre à peine 100 mètres au sud, au pied d'un pont et au milieu de la rivière, devant le moulin de Batan.

Le même phénomène s'observe au sud du pic de Rébénacq, où le même calcaire microbréchique vient au contact du Permo-Trias, dans le ruisseau au sud de la ferme Arriupeyrous (échantillon HD. 867-868).

Un peu plus à l'ouest, entre les fermes Vignalet et Vignalats, c'est un calcaire argileux, cryptocristallin, à Pithonella, fins spicules de Spongiaires, autrefois exploité dans de petites carrières, qui se trouve à proximité du Keuper (argiles versicolores, gypse, visibles à la ferme Vignalet).

On ne distingue que deux ensembles lithologiques dans ce Cénomanien :

— La partie inférieure est constituée par des alternances de bancs argileux, marne noire feuilletée, calcaire argilo-gréseux, avec des passées de calcaire graveleux, microbréchique et de petits lits gréseux de 3 à 5 centimètres, souvent assez altérés.

— La partie supérieure voit une prédominance de la formation calcaire. Ce sont des bancs de calcaire graveleux bréchique, un peu gréseux, très dur, dont les éléments de couleurs diverses, brunes, vertes, beiges, noires, grises, etc., atteignent 1 à 2 centimètres. On remarque également des calcaires à grain fin, en plaquettes, un peu marneux. Certaines passées sont silicifiées ou avec quelques silex. Il y a aussi quelques bancs gréseux à ciment calcaréo-argileux, soit compacts, soit feuilletés, selon la taille des grains.

Des filons de roches vertes plus ou moins importants apparaissent dans tout l'ensemble et métamorphisent même les deux épontes. Ces roches éruptives peuvent être réduites, en surface, à une sorte de sable ferrugineux de couleur verdâtre. Je citerai, pour exemple, la petite butte sur laquelle est construite la ferme Fourcade, au nord de Lys.

La fréquence des filons est bien moindre que dans la coupe de Nay, ce qui est très normal, si l'on songe que ces roches sont plutôt localisées dans le Cénomanien inférieur.

Les microfaciès sont les suivants :

— Calcaire cryptocristallin, argileux, un peu grumeleux, à Textulaires, Milioles, Pithonella, *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY, traces de Rotalipores, Radiolaires, fins spicules de Spongiaires uni- ou triaxones, Ostracodes, Mollusques.

Il contient au plus 5 à 7 % de fins quartz, un peu de pyrite, oxyde de fer, glauconie et petits débris ligniteux.

— Calcaire grumeleux, gréseux (15 à 20 % de petits quartz anguleux), à nombreux spicules de Spongiaires uniaxes, assez gros et fréquemment calcédonieux, avec des restes de petits Foraminifères, tels que Textulaires, Pithonella, Globigérines, Rotaliidés.

Le fond peut être microcristallin. On y remarque des fissures stylolithiques ferrugineuses, ainsi qu'un peu de chlorite et de glauconie.

— Calcaire graveleux, microbréchique, détritique (quelques gros quartz anguleux : 3 à 5 %), avec un fond cristallin contenant des débris de calcaire cryptocristallin grisâtre, des restes schisteux, argilo-ferrugineux, du calcaire pyriteux à spicules de Spongiaires.

On y observe une fréquente microfaune : Lituolidés, Verneuilinidés, Polymorphinidés, Textulaires, Lituola, Spiroplectammina, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, Orbitolines, Coskinolines, Dictyopsella, Milioles, Ovalvéolines, Préalvéolines, *Trocholina lenticularis* HENSON, ainsi que des restes de Polypiers, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques (Gastéropodes et Lamellibranches dont Rudistes), Algues (Mélobésiées, Codiacées).

Il y a, aussi, des traces de glauconie, des nodules calcédonieux, des cristaux et filonnets de calcite.

— Marne noire à rouille, en plaquettes tendres, feuilletées, pyriteuses, avec quelques paillettes de muscovite, livrant une pauvre microfaune :

Rotalipora apenninica (RENZ) (r),
Praeglobotruncana stephani GANDOLFI (c),
Praeglobotruncana stephani GANDOLFI var. *turbinata* REICHEL (r),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (c),
Pithonella cf. sphaerica (KAUFMANN) (tr),
Marssonella oxycona REUSS (c),
Glomospira charoides (PARKER et JONES) (r),
Nodellum velascoense (CUSHMAN) (r),
Trochammina globigeriniformis (PARKER et JONES) (r),
Ammodiscus incertus BERTHELIN (r),
Pseudoglandulina sp. (tr),

avec des Radiolaires, des radioles d'oursins, des restes d'Ostracodes.

Turonien.

Le Turonien varie également en puissance, mais ses variations sont moins spectaculaires, car il n'atteint jamais de grandes épaisseurs. De 100 à 110 mètres dans la coupe de Nay, il atteint 200 mètres environ dans le Beez, et 350 à 400 mètres dans le Herran, au nord de Lys. Il se réduit de nouveau en arrivant à Rébénacq où il se biseaute sur la faille à l'ouest du village.

La limite inférieure traverse le Beez au nord de la ferme Vergez. Se dirigeant vers l'ouest-nord-ouest, elle remonte au nord de Bruges, coupe le ruisseau de Cazerau à l'est de la ferme Guichot ; passe devant la ferme Habanet au nord de Lys. Les couches tournent à nouveau au nord de la ferme Brau, où elles franchissent le ruisseau de Saint-Julia. Après un léger mouvement au sud-ouest, elles s'orientent résolument au nord-ouest sur le Soust, entre les fermes Pédélie et Pline. La limite se situe ensuite au nord de la ferme Bernadou, Borde de Canfranc, et sous le village de Rébénacq, avant d'aller butter sur l'accident.

On distingue trois ensembles lithologiques :

— *Une série inférieure de marne grise à noire*, finement détritique, à intercalations de calcaire gris lité. Ce sont des marnes en plaquettes tendres, en bancs de 20 à 40 centimètres. Cette partie peu épaisse et peu indurée est rarement visible.

— *Une série moyenne, où dominent de gros bancs de calcaire* argileux (de 80 centimètres à 1 mètre d'épaisseur). Ce sont les équivalents des *barres calcaires* que nous observerons plus à l'ouest, dans le Josbaig. Il y a également des intercalations de marne gris foncé ou parfois jaunâtre, irrégulièrement feuilletées.

Cette partie est la plus importante du Turonien, et celle que l'on retrouve le plus facilement sur le terrain.

— *Une série supérieure* où parmi les bancs marneux, ce *sont les passées bréchiques et les calcaires gréseux microbréchiques, qui paraissent les faciès les plus caractéristiques.*

Les gros bancs de calcaire argileux, plus ou moins compacts, gris clair, peuvent aisément servir de repère.

— On les reconnaît par exemple à 150 mètres au sud du pont sur le Herran, au sud-ouest de la ferme Prade.

— Sur la route vicinale qui mène de Rébénacq vers Lys, au sud de la ferme l'Oustau et jusqu'au sud de la cote 414, au sud de la ferme Hourtic (ancienne petite carrière abandonnée).

— Sur le sentier qui, de la ferme Platé, descend vers le Soust.

— Sur le chemin de Borde de Canfranc, à 10 mètres au sud de la R.N. 636, à l'est de Rébénacq.

Une très belle coupe de l'étage, tout au moins en ce qui concerne la partie moyenne à supérieure, s'observe le long du chemin qui s'ouvre devant la ferme Platé et descend vers la ferme Pédélie et le Soust. L'affleurement est frais et continu grâce à un rajeunissement très récent du chemin, qui vient d'être élargi et drainé.

Juste dans le tournant avant la descente, j'ai remarqué : une marne grise à verdâtre, en plaquettes tendres, montrant des traces et pistes diverses, alternant avec de gros bancs de calcaire marneux cryptocristallin, gris bleuté, de 80 centimètres à 1 mètre de puissance. Ce calcaire montre des passées légèrement cristallines.

Cinquante mètres plus loin, apparaît un calcaire gréseux cristallin, en bancs de 40 centimètres, gris bleuté, dur, avec des lits de 30 centimètres environ, de marne grise plus ou moins plastique, à passées verdâtres, rouilles, bigarrées.

Une cinquantaine de mètres encore et ce sont des bancs de calcaire bréchique, détritique, à gros quartz, avec des éléments noirâtres (galets mous), des filons de calcite. La roche est granoclassée, en lits de 80 centimètres.

Elle alterne avec un calcaire cristallin bleu à grisâtre, microbréchique, avec des passées graveleuses, des quartz et débris de schistes noirs. L'ensemble est lité, même rubané.

Nous avons maintenant atteint le Soust au nord du pont et du lavoir de la ferme Pédélie, juste à proximité d'un petit bois, sur la rive droite. Les mêmes roches alternent avec une marne en plaquettes tendres, grises, en lits de 40 centimètres.

Cent mètres en aval, le Soust coule sur des bancs de calcaire bréchique, à gros éléments granoclassés, noirs, beiges, verdâtres, qui atteignent parfois un centimètre.

On trouve également de belles passées de calcaire bréchique au sud du pont sur le Herran, en remontant après l'abreuvoir à l'ouest de la ferme Prade.

Les principaux microfaciès turoniens sont au nombre de quatre :

Les gros bancs de calcaire argileux présentent deux types différents :

— Un calcaire cryptocristallin, à petits Pithonella, petites Gümbélines et Globigérines. Il y a fréquemment quelques Radiolaires et fins spicules de Spongiaires.

La roche contient de 3 à 5 % de quartz, des débris ligniteux, de la pyrite, oxyde de fer, filonnets de calcite, et un peu de muscovite.

— Un calcaire grumeleux, à fond plus ou moins cristallin, d'aspect lité, avec de petits quartz anguleux (3 à 5 %), des filonnets de calcite et de rares paillettes

micacées. J'y ai déterminé quelques Verneuilinidés, Lagenidés, Rotaliidés, petits Textulaires, Glomospira, Spirillina, Milioles, *Globotruncana helvetica* Bolli, avec des Radiolaires, de fins spicules de Spongiaires silicifiés, des radioles d'oursins, des débris d'Ostracodes et de Mollusques.

Le calcaire bréchique est à ciment cristallin et graveleux. Il renferme des éléments divers de calcaire graveleux, schisteux, grumeleux, ou cryptocristallin, à Pithonella et fins spicules de Spongiaires. Il s'y trouve des filons et des plages de calcite, des nodules calcédonieux et des plages siliceuses, des traces de glauconie, des stylolithes ferrugineux, un peu de pyrite, des quartz composés. J'y ai observé de nombreux Foraminifères, dont certains sont sans aucun doute remaniés : Textulariidés, Verneuilinidés, Lagenidés, Buliminidés, Polymorphinidés, Lituola, Spirillina, Orbitolines, Cunéolines, Dictyopsella, Préalvéolines, Pithonella, Milioles, rares Praeglobotruncana, *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen et *G. helvetica* Bolli. J'ajouterai aussi de gros restes d'Annélides, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes et Mollusques (Rudistes), Algues (Mélobésiées).

La marne beige clair ou ocre, brun rougeâtre avec des passées verdâtres, est souvent argileuse, ferrugineuse et légèrement gréseuse (7 à 10 % de petits quartz anguleux isométriques). On y découvre un peu de muscovite, calcite, oxyde de fer, quelques nodules de limonite. Elle contient une pauvre microfaune sans intérêt, le plus souvent de Foraminifères arénacés, avec quelques Radiolaires et spicules de Spongiaires.

Coniacien.

Au point de vue lithologique, il est possible de distinguer deux ensembles :

— Une première série où domine un calcaire gris à bleu-noir, plus ou moins cristallin, avec des filonnets de calcite, et qui se débite en cubes. Ce sont des bancs de 10 à 50 centimètres, qui présentent souvent des lits siliceux (silex noirs ou chailles). Les bases des bancs sont parfois un peu bréchiques. Ces niveaux silicifiés qui rappellent les « dalles de Bidache », accompagnent des calcaires argileux bleu grisâtre, en plaquettes de 1 centimètre d'épaisseur, avec en surface des traces et des pistes. Quelques lits de 5 centimètres d'épaisseur environ de marne grise à noire ou beige, en petites plaquettes, et quelques bancs gréseux, complètent cet ensemble.

Une bonne coupe reste accessible à l'est de la ferme Herran dans le ruisseau qui porte ce nom, bien que de nombreux arbres abattus au milieu de son cours n'en rendent pas les abords commodes. Les affleurements sont discontinus, au gré du ruisseau qui a déblayé les parties tendres pour élargir son lit et coule maintenant sur les bancs durs, moussus, à l'étroit entre ses rives plantées de houx, de ronces, et de quelques châtaigniers.

Ces calcaires sont très souvent revêtus d'un manteau de végétation qui altère la surface du banc. Il donne une sorte de produit crayeux jaunâtre qui masque l'épaisseur, la direction et le pendage.

Au fur et à mesure que l'on avance vers le nord, les bancs deviennent de plus en plus épars et les lacunes de visibilité très grandes.

On peut également descendre le Soust où, comme le signale M^me^ Y. Gubler (1946, p. 408), « les meilleurs affleurements (de calcaire siliceux) sont visibles peu en amont de la métairie du Soust, sur la rive droite du ruisseau » et dans une petite carrière située dans un champ directement à l'ouest de la ferme Platé.

— Une seconde série se distingue par un calcaire gris bleu à beige rougeâtre, dur, compact, légèrement fissuré.

Ce sont de gros bancs massifs de 20 centimètres à 2 mètres d'épaisseur. Il s'agit d'un calcaire cristallin bréchique, à éléments divers jusqu'à 3 centimètres de long, avec de gros quartz, des débris de coquilles, ferrugineux et glauconieux. Souvent silicifié, il alterne avec un calcaire bleu à grisâtre, gréseux, grumeleux, passant à un calcaire argileux noir, à grain fin, en bancs de 10 à 20 centimètres. Il y a toujours quelques minces lits de 3 à 5 centimètres de marne grise plus ou moins indurée, feuilletée, avec des traces de Fucoïdes.

On remarque de bons affleurements de part et d'autre du pont d'Aurouch sur le Soust, surtout en amont de ce pont, au nord de la ferme Ninou. Mais la plus belle série continue de cet ensemble s'observe dans le Luz, depuis la cote 380 (est de la ferme Lanaspre) jusqu'au sud de la ferme Lescale.

On suit tout d'abord une ancienne vallée sèche où les bancs sont parallèles au lit du ruisseau. Celui-ci, empruntant un tracé conséquent, a dû trouver toutes les facilités pour s'infiltrer. L'eau ressort en contrebas dans le calcaire bréchique en gros bancs, à la « source du Luz », qui n'est donc qu'une résurgence.

Les microfaciès de la partie inférieure montrent :

— Un calcaire finement graveleux, microbréchique, à fond cristallin. Il est souvent silicifié ou en voie de silicification, avec des plages et des nodules calcédonieux. On y rencontre de rares éléments de dolomie cristalline, de calcaire cryptocristallin à Pithonella et spicules de Spongiaires, de schistes noirs.

Il contient quelques débris de Foraminifères dont certains remaniés : Verneuilinidés, Lagenidés, Glomospira, Spiroplectammina, Textulaires, Orbitolines, Milioles, *Nummofallotia* (*Nonionina*) *cretacea* (Schlumberger), Rotalia, traces de Globotruncana, restes de Bryozoaires, Echinodermes, Mollusques (Rudistes),

Algues (dont Mélobésiées, Dasycladacées, *Ethelia alba* [PFENDER]).

— Un calcaire grumeleux, lité, microcristallin, ou plus rarement cryptocristallin, à majorité de Pithonella et autres petits Foraminifères : Lituolidés, Verneuilinidés, Textulariidés, Buliminidés, Miliolidés, quelques spicules de Spongiaires, plus ou moins gros, uni- ou triaxones, pouvant être calcédonieux. Ce calcaire renferme de 3 à 5 % de petits quartz anguleux et jusqu'à 15 ou 20 %, avec traces de chlorite, glauconie, muscovite, pyrite, plages de calcite.

— Une marne grise à noirâtre, feuilletée et finement micacée, livrant en lavage une rare microfaune :

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (c),
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (r),
Globotruncana fornicata PLUMMER (c),
Gümbelina globulosa EHRENBERG (r),
Pithonella cf. sphaerica (KAUFMANN) (r),
Glomospira gordialis (PARKER et JONES) (r),
Ammodiscus incertus d'ORBIGNY (r),
Haplophragmoides sp. (c),
Bathysiphon sp. (c),

très rares Radiolaires, spicules de Spongiaires et Ostracodes.

La partie supérieure introduit un nouveau micro faciès avec le calcaire microbréchique, détritique, à gros éléments divers de calcaire schisteux, cryptocristallin, gréseux, grumeleux, et plages silicifiées. On y trouve de gros quartz anguleux (jusqu'à 10 %), composés, corrodés, de taille variable, au maximum 2 millimètres, ainsi que des nodules calcédonieux, des stylolithes ferrugineux, de l'oxyde de fer, pyrite, glauconie, chlorite.

Ce calcaire zoogène permet d'observer de nombreux Foraminifères dont : Glomospira, Coscinophragma, Lituola, Orbitolines, *Coskinolines*, Cunéolines, Cyclolines, *Valvulammina* (*V. picardi* HENSON), Milioles, *Rotalia sp.* (*R.* cf. *trochidiformis* LAMARCK et peut-être *R. skourensis* PFENDER ?), rares Globotruncana. Il y a également des spicules de Spongiaires, Hydrozoaires, Echinodermes, Serpules, Bryozoaires, Ostracodes, gros débris de Mollusques (Rudistes), Algues (Mélobésiées, Dasycladacées, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT). Certains de ces restes organiques sont vraisemblablement remaniés.

D'après J. SCHWENDIMAN (1963), *ce calcaire a des affinités avec le calcaire coniacien d'Espagne* (*sierra de Montsech*).

La limite avec le Turonien coupe le Beez au niveau où traverse la route D. 35, à l'ouest de la ferme Lanot. De là, elle remonte vers l'ouest-nord-ouest, pour franchir le Herran à l'ouest de la ferme Prade, puis devant les maisons Pedy et Barailla, pour atteindre le Soust à l'ouest de Platé.

Cet étage a une épaisseur maximum de 400 à 500 mètres.

SANTONIEN.

Sa limite inférieure traverse le Beez à l'est de la ferme Pisson. Se dirigeant vers l'ouest-nord-ouest, elle coupe le Luz à l'est de Lescale, le Herran dans le bois de Sainte-Colome au nord de la cote 392. Cette limite passe par l'école Laguangue et atteint le Soust au nord du pont d'Aurouch. La direction devient alors est-ouest jusqu'à Rébénacq où elle remonte de nouveau vers le nord-ouest.

La majeure partie de cet étage est représentée par de gros bancs feuilletés de calcaire argileux gris à noirâtre se débitant en petites plaquettes, avec des placages de calcite. Ces feuillets ont de 1 à 2 centimètres d'épaisseur à l'intérieur de bancs mesurant 80 centimètres à 1 mètre. Ils alternent avec un calcaire bleu, dur, cristallin, plus ou moins détritique, rarement silicifié, en bancs de 5 à 20 cm, et de rares passées, peu épaisses, de marne grise et de grès fin à ciment calcaire ferrugineux.

On observe en lames minces :

Un calcaire argileux, cryptocristallin, plus ou moins ferrugineux (quelques stylolithes), avec 3 à 7 % de petits quartz, filonnets de calcite, rares points glauconieux, chlorite, pyrite et rares passées cristallines, grumeleuses. Ce calcaire contient de rares Verneuilinidés, Buliminidés, Lagenidés, Miliolidés, Hétérohélicidés, Rotaliidés (*Rotalia trochidiformis* LAMARCK, *R. skourensis* PFENDER ?), avec des Radiolaires, spicules de Spongiaires dont la taille est variable, traces de Fucoïdes, Ostracodes, Algues (Mélobésiées).

Les lavages de la marne grise à noirâtre, très finement micacée, contiennent quelques Globotruncana :

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (c),
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER (tr),
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (c),
Globotruncana lapparenti tricarinata QUEREAU (tr),
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI (r),
Globotruncana fornicata PLUMMER (c).

Le niveau le plus intéressant est la barre « calcaire à Orbitoïdes » qui me sert de repère pour la limite avec le Campanien.

Il s'agit d'un calcaire massif, détritique, gris bleuté ou beige, assez cristallin, parfois silicifié, en gros bancs d'épaisseur variable de 20 centimètres à 2 mètres.

Cette zone n'a pas été reconnue dans la coupe de Nay à Arthez-d'Asson, une lacune de visibilité occupée par des alluvions de l'Ouzom en masquait la présence, mais elle existe dans les sondages de Nay 1 et Nay 101 (voir p. 187).

Je l'ai retrouvée dans le Beez. Les barres calcaires traversent la rivière au sud de la ferme Cassagne, depuis un petit barrage jusqu'à 30 mètres en aval de celui-ci. Les bancs sont dirigés O.-S.-O. - E.-N.-E., avec un pendage S. de 20°.

On voit aussi ce calcaire au confluent du Herran avec le ruisseau de Lasbarthes. au sud-est de la ferme Langle. Les couches sont alors orientées O.-N.-O. - E.-S.-E. et ont un pendage S. de 80°.

Dans le Soust, la direction se conserve sensiblement identique, mais avec un pendage N. de 80 à 85°. Les gros bancs calcaires se remarquent après un coude du ruisseau, au pied d'un petit pont à l'est de la ferme Priou.

Je signale encore ce repère dans la coupe de Gan-Rébénacq (voir p. 95).

Ces niveaux sont très zoogènes. On y observe, en microfaciès, une abondante faune de grands Foraminifères, parfois remaniés, comparables à ceux que l'on trouve sur la plateforme épicontinentale. Il y a là un faciès peu profond et probablement de mer chaude.

C'est un calcaire cristallin, graveleux, microbréchique, contenant quelques gros quartz anguleux (3 à 7 %), un peu d'oxyde de fer, de rares éléments glauconieux, quelques plages silicieuses et des nodules calcédonieux.

On y trouve :

Orbitoïdes tissoti SCHLUMBERGER var. *densa* ASTRE (r),
Spirocyclina choffati MUNIER-CHALMAS (tr),
Rotalia aff. trochidiformis LAMARCK (c),
Rotalia (aff. Siderolites) canaliculés (r),
Nummofallotia (Nonionina) cretacea (SCHLUMBERGER) (c),
« Nummulites » senonicus PEREBASKINE (tr),
Lacazina compressa MUNIER-CHALMAS (tr),
Dictyopsella kiliani MUNIER-CHALMAS (r),
Vidalina sp. (r),
Lokhartia sp. (tr),
Valvulammina picardi HENSON (r).

On y voit également des Lituolidés, Buliminidés, Polymorphinidés, Cunéolines, Cyclolines, Pithonella, Milioles, Globotruncana, avec des restes d'Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques, Algues (*Ethelia alba* [PFENDER]).

Cette barre calcaire constitue les 30 à 50 derniers mètres du Santonien qui, dans son ensemble, représente une formation de 400 à 500 mètres.

CAMPANIEN.

Le Campanien semble très épais, mais varie considérablement en puissance.

Elle est de 2 000 mètres environ dans la région au sud de Gan et des Pindats. Mais en tenant compte des replis, j'ai estimé à 700 ou 800 mètres la série au sud de Nay. Elle se réduit encore plus en allant vers l'est.

La lithologie est assez constante, ce qui permet généralement de la reconnaître sur le terrain. Il n'y a qu'une variation insensible, très progressive en montant dans l'étage, vers un ensemble plus carbonaté, lequel s'affirmera au Maestrichtien.

Le rythme type est constitué de deux termes :

— Une marne en plaquette, verdâtre à kaki, ou grise à noirâtre, feuilletée, indurée ou tendre. Petits lits minces de 5 à 20 cm à la base, ils augmentent d'épaisseur vers le sommet jusqu'à 40 et 50 cm. On y trouve ordinairement une rare microfaune d'Arénacés, mais les lavages s'enrichissent en Globotruncana en montant dans la série.

— Un grès en gros bancs de 30 à 80 cm ou 1 mètre. Il est fréquemment très altéré, sableux, tendre, finement micacé, de couleur ocre à jaune rouille. Il se rencontre également sous l'aspect d'une roche très dure, à grain fin, de couleur gris verdâtre, gris-acier à bleuté. On observe aussi un grès bicolore, superficiellement jaunâtre à beige et bleu-verdâtre à la cassure.

Il contient de 60 à 80 % de quartz plus ou moins isométriques dans un ciment calcaréo-ferrugineux, avec des traces de glauconie, chlorite, muscovite, pyrite, oxyde de fer.

On y reconnaît très rarement des Textulaires, Pithonella, Globotruncana, débris d'Orbitoïdes, quelques spicules uniaxes de Spongiaires, restes d'Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques; il s'agit d'une microfaune resédimentée.

Le passage de la marne au grès ne se fait pas chaque fois brusquement. On remarque alors une sorte de silt fin, avec des feuillets ondulés (« convolute lamination ») très micacés (muscovite), aboutissant à une psammite et un grès sableux.

Tous les ruisseaux permettent d'étudier cette série où les bancs gréseux constituent autant de cascades. La marne est souvent plus difficile d'accès, n'étant pas toujours conservée.

Le Luz par exemple, depuis un sentier qui s'ouvre en face la ferme Regourt et y descend en pente douce, permet de lever une bonne coupe.

Depuis la région de Nay, on retrouve le contact avec le Maestrichtien, aux abords du Luz, dans la carrière Pareil (voir Pl. XIII).

On accède à cette exploitation par un chemin qui part d'un tournant de la D. 228, à l'ouest de la

ferme Pareil. Le front de taille mesure environ 50 mètres de long sur 20 mètres de haut, en trois paliers. Les couches, orientées N.-O.-S.-E., sont régulièrement litées, avec un pendage nord de 20 à 25°. De gros bancs de grès à calcaire gréseux alternent avec des lits de marne verdâtre.

Le grès présente une texture plus ou moins fine, généralement assez micacée, de couleur grisâtre à beige violacé. Il se présente quelquefois en fins feuillets, sur lesquels se remarquent des traces diverses, pistes de vers, *Helminthoïdes*. On y voit aussi de belles « *figures de courant* » encore orientées E.-O. Certains bancs gréseux montrent la trace d'une dissolution des carbonates qui leur donne un aspect de grauwacke. Les petits trous que l'on observe, correspondent peut-être à d'anciennes coquilles de Mollusques ?

En plaques minces (HD. 760), ce grès contient de 70 à 75 % de quartz isométriques, parfois légèrement corrodés, dans un ciment calcaire très peu ferrugineux, avec de rares débris de Foraminifères : Textulaires, Milioles, Gümbélines pyritisées et restes d'Algues (Mélobésiées).

La marne verdâtre, plastique, en petites plaquettes, en lits de 10 à 30 cm, fournit en lavages une microfaune assez abondante où j'ai observé de très rares *Globotruncana calcarata* Cushman. J. Labourguigne (1961) les avait déjà signalées.

Cette carrière se place en effet au sommet de la zone de passage au Maestrichtien.

L'inventaire lithologique ne serait pas complet si je ne parlais de la présence occasionnelle d'un calcaire marneux induré, de couleur gris-verdâtre, en bancs de 10 cm, à fond cryptocristallin. Il contient des Lagenidés, Hétérohélicidés, Globotruncana, Globigérines.

On observe encore la zone à *Globotruncana calcarata* Cushman, 1 kilomètre plus à l'ouest, dans le petit Beez, au S.-O. de la ferme Lombré.

Ce sont deux échantillons (HD. 768-769) prélevés en descendant le courant du ruisseau, dans des lits de marne indurée verdâtre à kakie.

Distant l'un de l'autre de 120 mètres environ, le premier (HD. 768) contenait cinquante-cinq *G. calcarata,* le second seulement huit exemplaires. On constate que la proportion baisse assez nettement en s'élevant dans la série.

Compte tenu d'un pendage moyen de 30°, la zone à *G. calcarata* Cushman aurait, ici, au moins une soixantaine de mètres.

J'ai à nouveau repéré les *Globotruncana calcarata* Cushman dans un affleurement de 20 à 30 mètres, sur la rive droite du Gest, en amont d'un ancien moulin, à l'ouest de la ferme Cassou (HD. 878-879).

Enfin, je connais cette zone dans le Soust, 10 mètres en aval d'un pont situé à l'ouest de la ferme Laguangue.

Maestrichtien.

Les niveaux calcaires, marneux et gréseux qui le représentent ont connu bien des fluctuations dans leurs attributions stratigraphiques.

J. Seunes (1890) en plaçait une partie dans le Danien inférieur, tandis que L. Carez (1904) pensait au Campanien.

M^me^ Y. Gubler (1946) reconnut l'âge Maestrichtien des calcaires de la carrière de Benès et de ceux qui affleurent dans le lit du Soust, près de la ferme Goailly. Cependant, n'utilisant pas le repère de la zone à *G. calcarata* Cushman, elle donnait au Campanien beaucoup trop d'extension.

Pour la limite supérieure, H. Douville, de 1902 à 1929, a beaucoup contribué à la connaissance des couches de passage du Crétacé à l'Eocène, mais il donnait une trop grande puissance au Danien.

Citons également Y. Gubler et R. Pomeyrol (1946) qui placent convenablement au-dessus du Maestrichtien marneux, les calcaires conglomérés et les calcaires à algues.

Récemment encore, J. Labourguigne (1961) étudie plus spécialement le passage Danien-Maestrichtien, entre Bosdarros et Saint-Vincent.

La lithologie de la partie inférieure de cet étage est voisine de celle du Campanien, mis à part un enrichissement très net en carbonates.

Les grès sont souvent devenus des calcaires gréseux et les marnes des calcaires argileux. De plus, les microbrèches sont fréquentes. On observe des calcaires à fond microcristallin et des calcaires grossièrement détritiques et bréchiques, qui constituent un repère que je décrirai à la carrière Benès (voir Coupe Gan-Rébénacq, p. 98).

Les calcaires gréseux (Pl. XIV, 3) gris-acier à bleu sont à grain fin. Ils contiennent de 30 à 40 % de petits quartz anguleux de taille variable, plus ou moins corrodés. Ils sont légèrement micacés (muscovite), un peu pyriteux et glauconieux.

On y remarque de rares débris de petits Foraminifères arénacés, Hétérohélicidés, Orbitoïdes, Globotruncana, avec quelques spicules de Spongiaires, débris d'Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques.

Les calcaires bréchiques se présentent sous un aspect noduleux, gréseux, en bancs de 50 cm environ ; tel celui que l'on observe dans le Gest, après un vieux moulin en ruine, à l'est de la ferme Lanabert.

Le ciment cryptocristallin, un peu argileux, renferme une microfaune variée, parfois resédimentée, dont *Orbitoïdes media* (d'Archiac), *Miscellanea* cf. *mengaudi* (Astre), *Nummofallotia* (*Nonionina*) *cretacea* (Schlumberger), *Rotalia sp.* Ce calcaire contient aussi des éléments de calcaires cristallin graveleux, à Textulaires, Orbitolines, Préalvéolines, Milioles ; de calcaire graveleux à nodules calcédonieux, à *Vidalina*

sp. ; de calcaire grumeleux, à Pithonella ; des restes de Polypiers, Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques, Algues (gros débris de Mélobésiées). On y remarque fréquemment de gros quartz, souvent émoussés, dont la taille varie de 1 à 1,5 mm.

Les calcaires argileux et les marnes grises ou vertes sont en bancs de 20 à 30 cm, plus rarement de 40 cm. On les observe très bien dans le Gest, encore mieux dans le Lèbe qui est moins profond. Ils affleurent le plus souvent en creux dans le fond du ruisseau, mais leur teinte claire permet de les repérer aisément.

Les marnes fournissent en lavage une abondante microfaune où dominent les *Globotruncana*, dont *G. stuarti* de LAPPARENT est la plus remarquable.

Une bonne vue de cet ensemble lithologique s'obtient dans la grande carrière abandonnée, qui domine le Luz au sud de la cote 255, à l'est de la ferme Bernadie. Le front de taille mesure environ 50 mètres de long sur 10 à 15 mètres de haut. Il présente de très belles alternances de calcaires gréseux à grain fin, cristallin, bicolore, beige et bleuté, dont les bancs mesurent de 10 à 80 cm, et de marne grise à noirâtre ou gris verdâtre, plus ou moins indurée, en plaquettes, avec des traces ligniteuses et des pistes de vers.

Les calcaires argileux, blanchâtres, pyriteux, esquilleux, sont à fond cryptocristallin. Ils deviennent fréquents vers le haut de la série. On y trouve surtout des *Globotruncana*, Globigérines et Gümbélines, avec de rares Lituolidés et quelques fins spicules de Spongiaires (Pl. XIV, 4).

On note avec ces derniers, la présence de calcaires blancs à grisâtres, microcristallins, en gros bancs de 50 cm. On y voit quelquefois des traces de Fucoïdes et des galets mous. Les plaques minces montrent des restes de Pithonella, de rares Hétérohélicidés et des spicules de Spongiaires. Quelques beaux affleurements de cet ensemble s'observent dans le Soust, entre les fermes Buchon et Goailly.

Le Maestrichtien supérieur est représenté au sommet par la formation des « Marnes de Nay ». Ces marnes sont fréquemment masquées par les alluvions ou les dépôts mio-pliocènes. En général, elles occupent les parties dégagés au pied des collines boisées où affleurent les calcaires daniens, comme le long de la route qui conduit de Gan à Les Pindats (D. 322). Depuis la coupe de Nay, on peut, ainsi, en suivre le tracé supérieur.

Quant à la limite inférieure, elle passe par les fermes Pédemelou, l'Aragnouët, le pont de Pédaugé sur le Gest, les fermes Goailly et Prim.

Cette série que J. SEUNES (1890) attribuait au Danien inférieur, est parfois fossilifère ; l'auteur y citait de nombreuses macrofaunes. On y observe de fréquents débris d'Inocérames, d'Oursins, avec des traces de Fucoïdes et de Zoophycus (Spirophytons ?).

Elle renferme aussi de nombreux Foraminifères dont les plus caractéristiques sont *Globotruncana contusa* CUSHMAN et *G. mayaroensis* BOLLI. Il s'agit d'une marne en plaquettes grises à gris verdâtre, ou beiges à blanchâtres. Il s'y intercale quelques bancs de calcaire argileux blanc, pierre gélive, dure, à cassure conchoïdale.

Cette formation aurait de 200 à 300 mètres de puissance.

A l'est, le sondage de Bourdettes 1 (Bt. 1) (x = 388, 385 et y = 102,335, z. sol = 244,5) a été arrêté dans cet horizon, après en avoir traversé 42 mètres (de 486 à 528 mètres) (voir p. 81).

Situé à 1 kilomètre au N.-O. de Nay, il avait été implanté sur le panneau monoclinal plongeant vers le nord, et fermé au sud par une faille (?) orientée O.-N.-O.-E.-S.-E.

A l'ouest, Abadie core-drill 1 (Ab.C.D.1) (x = 376,480 - y = 104,365 et z. sol = 313,10) en a traversé 306 mètres (de 421 à 727 m). Une carotte (n° 1 : de 605,30 à 608,30 m) de marne verte y a été prélevée.

Le pendage varie de 30 à 40°, monte jusqu'à 50° à 516 mètres, pour décroitre à nouveau jusqu'à 30° ; la direction est N.-E. pour une valeur moyenne de 40°. On obtient ainsi 200 mètres de « Marnes de Nay ».

Ce petit sondage fut terminé à 784 mètres, avec un pendage de 40° et une direction N.-N.-E., dans un faciès Flysch calcaire ; on y a trouvé des alternances de marne, calcaire gréseux à Pithonella et Globotruncana, calcaire grumeleux microbréchique à Siderolites.

Quand il est complet, le Maestrichtien représente 1 000 à 1 100 mètres de Flysch.

B. — COUPE DE GAN-REBENACQ.

Je vais tenter de donner une description et une interprétation de la trop classique « coupe de Gan-Rébénacq ».

D'accès facile sur le bord d'une large route (R.N. 134 *bis*) empruntant la vallée du Neez, cette coupe a déjà été maintes fois analysée et les opinions les plus divergentes ont, tour à tour, été émises, quant aux attributions stratigraphiques de ses couches.

Il est certain que l'affleurement continu, sur plus de 3,500 km, permet de nombreuses observations sur le Flysch Crétacé supérieur. Cependant, cette coupe a l'inconvénient d'être tronquée aux deux extrémités de la série, ainsi que faillée au moins dans le Campanien, ce qui a probablement dérouté et trompé de nombreux auteurs.

Le premier géologue qui a décrit ces couches, affleurant au nord du pic de Rébénacq, fut sans doute DELBOS (1845), dans un *Essai d'une description géologique du bassin de l'Adour*. Puis, ce fut GARRIGOU (1866) qui rapporta au Turonien l'ensemble des grès, suivi dans cette opinion par THORE et VIGUIER (1874). Ceux-ci faisaient débuter le Sénonien vers le

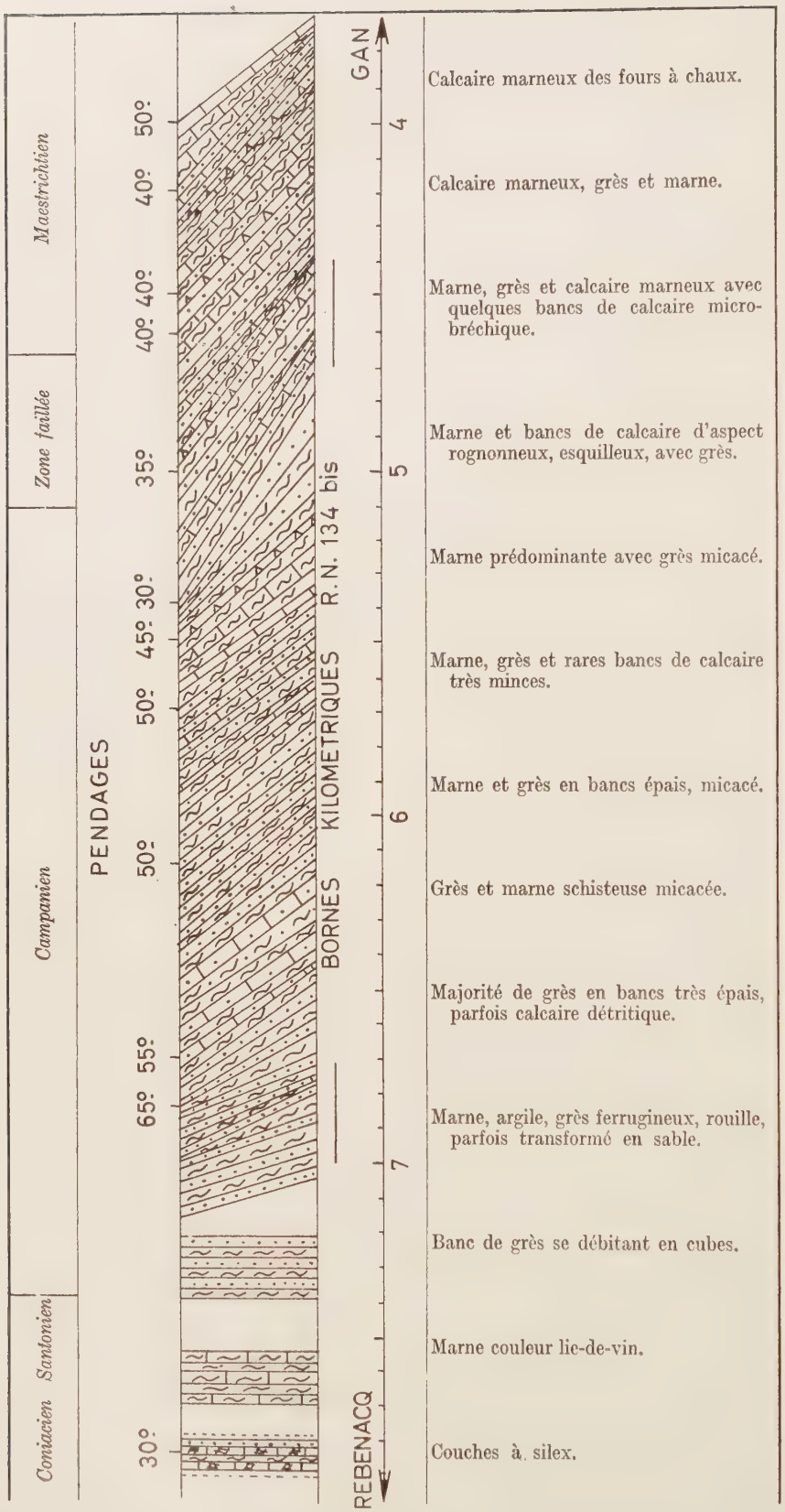


FIG. 23. — *Schéma de la coupe Gan-Rébénacq, dans le Flysch Crétacé supérieur, le long de la RN. 134* bis.

kilomètre 5. HEBERT et SEUNES sont enfin les principaux artisans des travaux et notes relatifs à cette région, avant 1900, avec CAREZ et DOUVILLE au début de ce siècle.

Les observations de tous ces auteurs sont encore très utilisables, mais leurs interprétations doivent être révisées peu à peu, grâce à l'augmentation des connaissances sur la région et d'une façon générale en stratigraphie.

De même, l'excellent travail de M^me^ Y. GUBLER : *Sur la stratigraphie du Flysch au sud de Pau* (1946) est également l'objet de quelques ajustements.

A part quelques échantillons isolés que j'ai moi-même prélevés aux endroits litigieux, j'ai utilisé, pour cette coupe, d'anciens matériaux en collection à la Société national des Pétroles d'Aquitaine.

Il s'agit d'échantillons rapportés par J. FOURMENTRAUX et VATAN en 1953 (série T), par J. FOURMENTRAUX en 1955 (série V), par M^lle^ DELISLE, en vue de la préparation d'un diplôme d'études supérieures, en 1956 (série O), enfin, de quelques matériaux des séries C et Y, prélevés par M^me^ Y. GUBLER, et que j'ai pu retrouver et replacer.

Les couches du Cénomanien au Sénonien inférieur viennent se biseauter, à l'ouest de la route N. 134 *bis*, en avant du pic de Rébénacq. Elles convergent à l'O.-N.-O. de la ferme Bernis, là où du Keuper vient à la surface, à la faveur d'une faille dirigée N.-S., légèrement inclinée N.-N.-O. - S.-S.-E.

Ces argiles versicolores et un peu gypseuses sont déjà signalées sur la carte de J. SCHOEFFLER (1946, R.G. n° 61, S.N.P.A.) elles ont été redécouvertes par R. DESORTHES (1962)[1].

Ce Trias, bien que mal situé par J. SEUNES (1890), était également mentionné par cet auteur (p. 101) :

« Argiles bigarrées gypseuses. Le gypse a été exploité, il y a peu d'années, entre Rébénacq et le château de Biteaubé, et, un peu au nord-ouest du village, au nord de la route d'Oloron. Ces argiles sont traversées par un pointement de diabase à structure grenue, à petits cristaux de labrador et de pyroxènes, moulés par de grands cristaux d'amphibole brune. »

Il est probable que les argiles triasiques sont peu éloignées en profondeur. La structure anticlinale ancienne du pic de Rébénacq en explique la proximité et je signalerai d'autres gisements à l'est et au sud-est. Par contre, je n'ai pu retrouver l'affleurement décrit par J. SEUNES, et nul ne se souvient, dans le voisinage, d'une exploitation de gypse.

CONIACIEN.

Ce sont les premiers niveaux du Crétacé supérieur que l'on rencontre dans la coupe de Gan-Rébénacq (voir *fig.* 23).

On peut, probablement, lui attribuer le premier gisement dans le Neez, à la sortie du village, après les dernières maisons, vers le km 7,750.

De même, appartiennent à cet étage, les premiers bancs à silex, est-ouest et subverticaux, sur le bord de la R.N. 134 *bis*.

On retrouve aussi un affleurement de calcaire gréseux, un peu à l'est, sur le chemin qui mène au lieu dit « les Bignes » (AT. 468). La même roche constitue le substratum des collines qui dominent Rébénacq à l'est (cote 387) et à l'ouest (cote 331). J'ai remarqué, dans la montée à la cote 387, la présence de sortes de cubes siliceux et de silex, dans un fond argileux ocre, sur les talus du sentier. La butte 331 de la ferme Barrère à l'ouest de Rébénacq, symétrique de la première colline par rapport au Neez, montre le même phénomène. On voit, sur ses flancs, de petits silex noyés dans une marne (?) ou argile jaunâtre à ocre. Cette forme d'altération est commune dans ces terrains et se retrouve dans le Coniacien de la région de Lasseuble (voir p. 112).

De plus, au sommet et au nord de la ferme Barrère, une ancienne exploitation (?) a mis à jour un gisement de calcaire bleuté, légèrement siliceux, lité, avec filonnets de calcite, dur, compact, en bancs rubanés verticaux.

Ces calcaires sont très comparables à ceux rencontrés au nord de la ferme Bécas, à Lasseube ou dans la carrière de Bidos, au sud d'Oloron.

C'est, en lames minces, un calcaire gréseux (5 à 7 % de quartz de tailles variables), un peu grumeleux, avec des plages cristallines, des fissures stylolithiques ferrugineuses et des éléments glauconieux (échantillon HD. 314).

On y observe de nombreux petits Foraminifères : Textulariidés, Cunéolines, Pithonella, Milioles, Gyroïdina, Rotalia, Echinodermes, Bryozoaires, restes de Mollusques (dont Rudistes), Algues (Mélobésiées, *Ethelia alba* [PFENDER]).

SANTONIEN.

Une lacune de visibilité sur la R.N. 134 *bis*, entre les km 7.650 et 7,5, masque la plus grande partie du Santonien et de la zone de passage au Campanien. On peut, toutefois, approximativement retrouver cette limite grâce à un niveau repère local.

On remarque, en effet, juste au pied d'un ponceau, environ au km 7,650, dans le fossé du côté droit de la route en allant vers Rébénacq (300 m au sud), quelques bancs subverticaux de *marne rouge à lie-de-vin, indurée, panachée d'un peu de vert*. Le même niveau, de direction est-ouest, se retrouve au bas du petit pont qui enjambe le Neez au nord de Florence (O. 183 et HD. 271-272). M^me^ Y. GUBLER (1946, p. 415) le signale aussi (C. 729 A).

1. Thèse 3^e^ Cycle en préparation.

FIG. 24. — *Carte géologique des environs de Rébénacq.*

Cette marne rougeâtre livre en lavage une intéressante microfaune :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (c),
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler (tr),
Globotruncana lapparenti angusticarinata Gandolfi (r),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globigerina cretacea d'Orbigny (c),
Gümbelina sp. (cf. *globulosa* Ehrenberg) (tr),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann),
Clavulinoides aspera (Cushman) (r),
Nodosaria sp. (tr),
Pseudoglandulina sp. (cf. cylindracea [Reuss]) (r),
Marssonella oxycona Reuss (c),
Haplophragmoides sp. (cf. globosus Lozo) (r),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (c),
Bathysiphon sp. (c),

avec des Radiolaires, de fins spicules de Spongiaires, des radioles d'oursins, des Ostracodes. On y compte de 3 à 5 % de petits quartz anguleux et quelques paillettes de muscovite.

Empruntons ensuite le chemin qui s'ouvre à droite de la ferme Labourdenne, en direction de Borde-Préchac. Au-delà de cette dernière maison qui semble abandonnée, le sentier et aussi le lit du ruisseau de Préchac montrent, sur 40 à 50 mètres, ce même niveau de marne rougeâtre ou verdâtre remarqué 600 mètres plus à l'ouest.

Le ruisselet forme une petite gorge à cet endroit et suit la même direction que les couches, toujours est-ouest.

Si, depuis ce lieu, on s'engage sur des pistes forestières à peine tracées, en montant vers le nord-est, on découvre alors, au sommet d'un mamelon, 350 mètres au sud de la ferme Palu, un important affleurement de calcaire. Ce gisement, qui s'allonge sur 100 à 200 mètres avec une puissance d'une trentaine de mètres, a pour coordonnées approximatives : $x = 378{,}820$ et $y = 99{,}880$.

Il s'agit du *petit bombement anticlinal de « calcaires à Orbitoïdes »* que Mme Y. Gubler (1946, p. 145) signale sur la rive droite du ruisseau de Préchacq.

Ces calcaires beiges à café au lait, durs, cristallins, massifs, à nodules ou plages silicifiées, se présentent en bancs de taille variable (entre 10 et 50 cm). Ils étaient autrefois exploités (carrières Minvielle et Pallice). C'est aujourd'hui un affleurement de direction est-ouest, subvertical ou presque (88°), isolé au sommet d'une colline entourée de broussailles.

M. Reichel, qui avait examiné les échantillons de Mme Y. Gubler, y avait découvert une abondante microfaune de grands Foraminifères dont *Subalveolina dordonica, Lacazina elongata* et *L.* aff. *compressa*, avec *Orbitoïdes* (*Monolepidorbis*) *tissoti*, quelques débris de *Meandropsina, etc.*

Mes échantillons (HD. 772 à 776, 784 et 785) montrent un calcaire graveleux ou grumeleux, à fond cristallin, avec quelques filonnets de calcite, 3 à 5 % de quartz plus ou moins gros et anguleux, quelques éléments glauconieux et calcédonieux ; il contient d'abondants débris de Foraminifères, parfois remaniés (voir Pl. XIV, 1) :

Orbitoïdes tissoti Sclhumberger var. *densa* Astre (r),
Lacazina compressa Munier-Chalmas (r),
Nummofallotia (Nonionina) cretacea (Schlumberger) (c),
Rotalia trochidiformis Lamarck (r),
Rotalia (aff. *Siderolites*) sp. (r),
Lokhartia sp. (tr),
Spirocyclina choffati Munier-Chalmas (tr),
Dictyopsella cf. kiliani Munier-Chalmas (r),
Vidalina sp. (r),
Daxia cenomana Cuvillier et Szakall (tr),
Tritaxia pyramidata Cushman et Jarvis (tr),

ainsi que des restes de Verneuilinidés, Lagenidés, Lituola, Textulaires, Spiroplectammina, Valvulammina, Cunéolines, Dicyclines, Cyclolines, Pithonella, Milioles, Globotruncana, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques (dont Rudistes), et des débris d'Algues (Mélobésiées, Codiacées, Dasycladacées).

Ce niveau « calcaire à Orbitoïdes » semble bien former une limite acceptable entre le Santonien et le Campanien. La microfaune a certes des affinités avec celle du calcaire santonien des Martigues (*cf. Colloque sur le Crétacé supérieur*, P. Marie, 1959).

D'autre part, si l'on continue le chemin qui passe devant l'ancienne carrière Pallice et qui, en suivant le bord du vallon, tourne pour se diriger vers la ferme Palu, on découvre le grès campanien 10 à 20 mètres après la carrière abandonnée (voir *fig.* 24, carte géologique des environs de Rébénacq). C'est, dans le talus du sentier, un affleurement de grès sableux, altéré, tendre, ocre, finement micacé et lité.

La prairie nouvellement déboisée, directement à l'est de la carrière, montre des dolines de dissolution, ce qui semble indiquer des circulations karstiques dans le calcaire.

Entre le niveau de marne rouge et la barre calcaire ci-dessus décrite, on peut estimer une série de 80 à 100 mètres de puissance, avec une direction E-O. La même épaisseur paraît se retrouver dans le Soust.

Grâce à ces corrélations de proche en proche, je pense pouvoir prolonger virtuellement, vers l'ouest, la barre « calcaires à Orbitoïdes ». J'arrive alors

sur la route N. 134 *bis*, vers le km 7,550, légèrement au sud du chemin qui va à la ferme Bernis.

L'accès le plus facile à la barre calcaire est le chemin qui, au sud-est de Rébénacq, prend la R.N. 636 devant la maison Sansans. Il suffit de suivre le sentier vers le nord pendant 800 mètres, pour retrouver les gisements que je viens de décrire. Chemin faisant, on remarque alors un champ abandonné où apparaissent, çà et et là, des bancs de calcaire argileux, en plaquettes grisâtres à verdâtres. Ces calcaires se situent directement endessous des marnes rouges de Borde-Préchac.

Tout contre le « calcaire à Orbitoïdes », on découvre une ancienne marnière à l'est du chemin. C'est une marne indurée, en plaquettes irrégulières, le plus souvent grisâtre, avec de nombreux restes de Fucoïdes noirs, à bords épais.

Les lavages fournissent une microfaune pauvre :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (r),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Haplophragmoïdes sp. (c),
Reophax sp. (c),

avec quelques débris de Radiolaires et spicules de Spongiaires.

Les passées les plus indurées montrent, en lames minces, un calcaire argileux, cryptocristallin, avec 3 à 5 % de petits quartz, un peu d'oxyde de fer dans les fissures, et quelques débris de Foraminifères. On y remarque des restes de Textulaires, Pithonella, Milioles, Gümbélines, Globotruncana, Globigérines, Rotaliidés, Radiolaires, quelques gros spicules calcédonieux de Spongiaires, Echinodermes, Algues (Dasycladacées).

Le Santonien semble représenter 200 à 250 mètres de Flysch dans la coupe de Gan-Rébénacq.

Campanien

a) *Zone à Globotruncana elevata elevata* Brotzen.

Bien que constituant la plus grande partie de la coupe, la succession lithologique est peu variée.

Il faut, tout d'abord, parler des gros bancs de grès à ciment calcaréo-ferrugineux, souvent transformés en sables jaunâtres à ocres. L'épaisseur de ces bancs peut atteindre 2 mètres (voir Pl. XV, 1 à 3). Ils contiennent fréquemment de nombreuses paillettes de micas (muscovite, un peu de chlorite) alignées en lits.

Il existe tous les passages d'une argile gréseuse et micacée, en minces feuillets millimétriques, au grès massif, dur, épais. La teneur moyenne est de 60 à 70 % de petits quartz anguleux, assez rarement anisométriques, avec oxyde de fer, pyrite, tourmaline, débris ligniteux. On y observe de très rares Pithonella et quelques Foraminifères arénacés.

En fait, ce sont surtout les traces de courant, sous l'aspect de sillons d'érosion (« Flute-casts »), que l'on remarque à la base des bancs, et qu'il convient de souligner (voir p. 31 et Pl. I).

La base d'un banc peut être microbréchique et plus calcaire. On a alors un calcaire gréseux (40 à 50 % de quartz anisométriques dont la taille atteint 1,5 à 2 mm au maximum). Ces quartz sont, soit arrondis, soit anguleux et un peu corrodés. Certains ont une extinction roulante.

Ces calcaires contiennent ordinairement une microfaune assez variée : débris de Textulaires, Glomospira, Vidalina, Cunéolines, Pithonella, Milioles, Dictyopsella, Pénéroplidés, Gümbélines, Rotalia, Globotruncana, *Orbitoïdes tissoti* Schlumberger, Radiolaires, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques, Algues, etc. (Pl. XIV, 2).

Quelques lits montrent, en lames minces, un calcaire cryptocristallin à Pithonella, très rares petites Gümbélines et Globigérines, avec de rares petits quartz (3 à 5 %), un peu de pyrite, oxyde de fer et débris ligniteux.

Enfin, alternant avec les bancs de grès, on observe des lits de marne grise ou verdâtre. La microfaune n'y est pas toujours abondante, selon l'altération de la roche et sa teneur en quartz. Vers le sommet de la zone, les Globotruncana dominent a la fois par le nombre et la variété des espèces, parmi lesquelles je citerai :

Globotruncana elevata elevata Brotzen (c),
Globotruncana elevata stuartiformis Dalbiez (c).

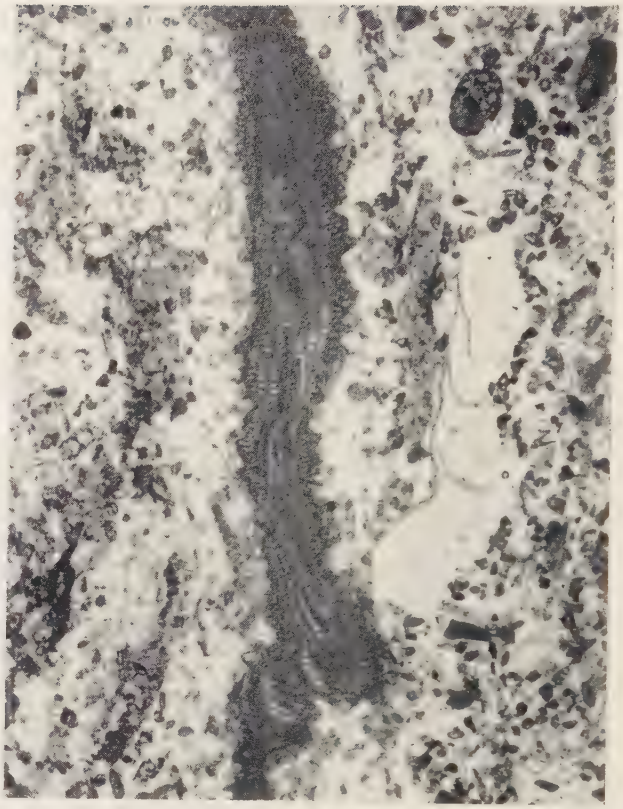
Vingt mètres au sud du km 5,3, on remarque un calcaire bréchique, polygénique, à éléments pouvant atteindre 2 cm. M^me^ Y. Gubler (1946, p. 415) y cite *Lacazina elongata*, *Siderolites* aff. *vidali* et *Monolepidorbis*. Elle précise qu'à cet endroit ce sont des grès calcaires rouges et des brèches, en tous points semblables à ceux rencontrés en aval de Guilhamou, dans le Soust.

Entre les km 7,550 et 5,1, la route recoupe 2 450 mètres de terrains attribuables au Campanien (y compris la zone à G. calcarata, que je vais à présent parcourir). Le pendage varie de 35° à 40°

PLANCHE XIII.

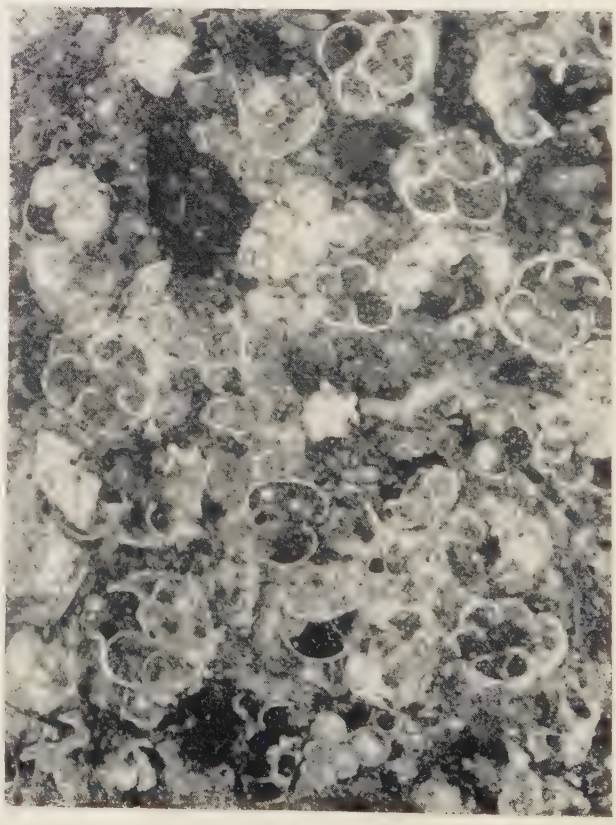
Carrière Pareil sur les bords du Luz.
Front de taille d'une vingtaine de mètres de haut sur cinquante de long. Couches régulièrement litées de grès à calcaire gréseux et de marne verdâtre à Globotruncana calcarata Cushman. *Campanien supérieur.*

1



2

3



4

au sommet, à 65° vers la base. Si l'on adopte une valeur moyenne de 50°, c'est près de 1 900 mètres de puissance qui reviennent à cet étage, sans tenir compte des plissements.

b) *Zone à Globotruncana calcarata* CUSHMAN.

La véritable zone à G. calcarata CUSHMAN *s'étend, dans la coupe de Gan - Rébénacq, du km* 5,3 *à* 5,1. Tous les échantillons de marnes prélevés dans ce niveau contiennent l'organisme précité. Toutefois, j'en ai retrouvé jusqu'aux environs du km 4,650, dans un calcaire argileux, esquilleux, en bancs de 10 à 15 cm, entre des bancs de grès durs. Ce gisement se trouve au nord de la cote 238, à une cinquantaine de mètres d'une barraque de cantonnier. Un calcaire argileux, semblable au précédent et montrant de rares débris zoogènes, 20 mètres après le km 4,9, permet d'observer à nouveau *G. calcarata*.

Ce calcaire a, par endroits, un aspect rognonneux, conglomeré, avec de petits galets noirs et de rares silex. J'ai remarqué aussi de minces éléments de calcaire crème, à grain fin, dur, montrant en lames minces un fond cryptocristallin et contenant des Pithonella ainsi que des débris de Globotruncana. Je citerai également des éléments de calcaire dur, graveleux, beige à crème, à Verneuilinidés, Textulaires, Orbitolines (aspect roulé), Coskinolines, Milioles, Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques (Lamellibranches et Gastéropodes), Algues (Codiacées, Dasycladacées). Il s'agit de Cénomanien remanié.

Je pense que la zone s'étendant entre le km 5,1 *et le km* 4,650 *est une partie faillée de la coupe, probablement affectée de petits décrochements.*

Un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse d'un accident au passage Campanien - Maestrichtien est fourni par les minéraux lourds. R. ELLOY (communication orale) a, en effet, observé que le Maestrichtien semble caractérisé, dès sa base, par une augmentation assez nette, en pourcentage, de la staurotide. Or, il y aurait, dans la coupe de Gan, au sommet du Campanien, une pointe de staurotide assez inexplicable.

Mentionnons que la géophysique place, au nord, une faille qui pourrait emprunter la vallée du Neez.

Bien que Mme Y. GUBLER (1946, p. 415) dise, au km 5,3 : « J'ai retrouvé dans les marnes, *Globotruncana calcarata*, espèce dont l'extension verticale est limitée ici à quelques mètres seulement, il est certain que cette zone est, au contraire, assez épaisse. Si l'on adopte un pendage moyen de 35°, on obtient, en effet, une *épaisseur voisine de* 140 *mètres. Mais, vue la grande extension du Campanien dans la région sud de Gan, il est probablement normal de constater une dilatation de toutes ses zones micropaléontologiques.*

MAESTRICHTIEN.

Les affleurements du Crétacé supérieur se terminent au bord de la route N. 134 *bis*, vers le km 3,9. Je retrouve les mêmes niveaux, sur la rive droite du Neez, à la carrière Benès, qui m'a fourni des échantillons particulièrement zoogènes.

Nous reprendrons à J. SEUNES (1890) la description de ces horizons (p. 103).

« De 4,1 à 3,9 km environ, bancs de calcaire marneux, rarement grenus, de couleur grise ou gris verdâtre, gélifs, à cassure souvent conchoïdale, alternant avec des marnes de même couleur, variant entre 1 et 7 mètres d'épaisseur. Il ne s'intercale plus, ici, que de très rares bancs de grès, de grès schisteux et de sable. Les bancs plongent en moyenne de 30° vers le nord. »

Le Maestrichtien supérieur, qui affleure sur le bord de la route nationale, permet de remarquer nettement la prédominance soudaine, au sommet de l'étage, de gros bancs marno-calcaires, parfois assez durs, blancs à crèmes. On y voit de très nombreuses traces de Fucoïdes, débris d'Inocérames.

Après des alternances de grès, marnes et calcaires marneux, en lits d'importances comparables, il y a brusquement diminution des bancs gréseux qui deviennent très peu épais, et disparition presque complète des marnes grises. La couleur devient nettement blanchâtre, en comparaison avec le reste de la série toujours plus ou moins rouille ou jaunâtre.

Ces couches, exploitées sur les deux rives du Neez pour la fabrication de la chaux hydraulique, ont été explorées depuis fort longtemps (Pl. XV, 4).

En 1873, M. de BOUILLE y a cité des Inocérames avec Holaster bouillei COTTEAU, *etc.*, et, en 1876, des Ammonites, ainsi qu'Inoceramus cripsii.

En 1881, HEBERT y a signalé Inoceramus, des Nautiles et des Fucoïdes.

J. SEUNES (1890) y a trouvé :

Nautilus sp.,
Pachydiscus n. sp.,

PLANCHE XIV.

1. *H.D. 784* (x *20*). *Ancienne carrière Pallice. Calcaire détritique à débris de* Lacazina compressa MUNIER-CHALMAS. *restes d'Echinodermes. Santonien terminal.*

2. *U. 291* (x *13*). *Vallée du Soust. Calcaire cristallin grumeleux à débris de Préalvéoline remaniée et restes de Mollusques. Campanien.*

3. *H.D. 790* (x *20*). *Sud du pont de Pédaugé. Calcaire gréseux cristallin présentant un net « graded-bedding » et passant brusquement à un calcaire argileux cryptocristallin à Pithonella et Globigérines. Maestrichtien.*

4. *T. 572* (x *42*). *Route Arros-Les Pindats. Calcaire à nombreuses sections de Globotruncana (dont* G. stuarti de LAPPARENT) *et Gümbélines* (G. globulosa EHRENBERG).

Pachydiscus fresvillensis SEUNES,
Pachydiscus jacquoti SEUNES,
Pachydiscus aurito-costatus SCHLUTER,
Hamites cf. cylindraceus d'ORBIGNY,
Hamites recticostatus SEUNES,
Ostrea ind.,
Inoceramus cuvieri LAMARCK,
Offaster cuneatus SEUNES,
Stegaster bouillei sp. COTTEAU sp.,
Stegaster heberti SEUNES,
Stegaster cotteaui SEUNES,
Stegaster altus SEUNES,
Gibbaster munieri SEUNES,
Fucoïdes.

La carrière Benès m'a fourni une brèche sédimentaire polygénique et très zoogène, dont la description est assez délicate (échantillon RD. 407).

C'est le même niveau, décrit par M^me^ Y. GUBLER (1946, p. 412), sur une butte située sur la rive gauche du Soust, vers la métairie Goailly, où elle cite de nombreux grands Foraminifères dont *Clypeorbis mamillata, Omphalocyclus macroporus, Lepidorbitoïdes socialis, Orbitoïdes apiculata, O. media, Siderolites calcitrapoïdes* (Pl. XVI, 1 à 3).

Le ciment est composé d'un calcaire grumeleux, ferrugineux (oxyde de fer et pyrite) avec traces de glauconie, et de grès (20 à 25 % de petits quartz moyens).

Il contient :

Orbitoïdes media (d'ARCHIAC) (f),
Miscellanea miscella d'ARCHIAC et HAIME (c),
Siderolites vidali DOUVILLE (r),
Gümbelina sp. (cf. plummerae LOETTERLE) (tr),
Globotruncana sp. (cf. lapparenti lapparenti BROTZEN (tr),

de gros Lituolidés, Lagenidés, Buliminidés, ainsi que de gros restes d'Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques (prismes d'Inocérames et Rudistes), Algues (Mélobésiées).

On trouve de nombreux gros quartz dans le ciment. Ils sont parfois à extinction roulante, mesurant 4 à 6 mm dans leur plus grande dimension. Ils peuvent être corrodés, plus souvent arrondis qu'anguleux ou d'une forme rappelant le cristal automorphe.

Les éléments de la brèche sont variés et atteignent fréquemment de 1,5 à 2 cm de long. Ils sont, habituellement, soulignés par un liseré ferrugineux (oxyde de fer).

On y rencontre, par ordre de fréquence :

— Un calcaire à fond cristallin, graveleux ou très légèrement grumeleux, du Santonien supérieur. On y reconnaît des restes de Spiroplectammina, Globospira, Cunéolines, Cyclolines, Milioles, *Spirocyclina choffati* MUNIER-CHALMAS, *Siderolites* cf. *vidali* DOUVILLE, *Orbitoïdes tissoti* SCHLUMBERGER var. *densa* ASTRE, *Rotalia sp.* (cf. *skourensis* PFENDER), *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, *Lokhartia sp., Goupillaudina daguini* MARIE, *Nummofallotia* (*Nonionina*) *cretacea* (SCHLUMBERGER), « *Nummulites* » *senonicus* PEREBASKINE, *Dictyopsella sp.* (cf. *kiliani* MUNIER-CHALMAS), avec débris d'Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques (Lamellibranches à nodules calcédonieux et Gastéropodes), Algues (Mélobésiées, *Ethelia alba* [PFENDER], Dasycladacées), restes cristallisés indéterminables.

Il s'agit du calcaire constituant la « barre à Orbitoïdes » à la limite du Santonien-Campanien :

— Eléments exceptionnels, de 3 à 4 cm, de calcaire cryptocristallin, grumeleux, à *Rotalia sp., Goupillaudina daguini* MARIE, *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, gros restes de Polypiers avec *Coscinophragma* encroûtants, des Algues (*Ethelia alba* [PFENDER]), probablement du Sénonien inférieur.

— Eléments de calcaire grumeleux, à débris de Verneuilinidés, Spirillina, Lituola, *Daxia cenomana* CUVILLIER et SZAKALL, restes d'Orbitolines, Préalvéolines, Milioles, *Trocholina lenticularis* HENSON, Polypiers, gros débris de Mollusques (dont Rudistes), Algues (Codiacées, Mélobésiées). Je rapporte ce calcaire au Cénomanien.

— Calcaire cryptocristallin, grumeleux et parfois glauconieux. On y trouve des restes de Rotaliidés, Echinodermes, Mollusques, Algues (*Ethelia alba* [PFENDER]). Ce faciès rappelle la base de l'Aturien, par exemple à Lacq.

— Calcaire cryptocristallin, à grain fin, à *Pseudolituonella reicheli* MARIE, rares Préalvéolines, Milioles, Mollusques, Algues (Codiacées). Moins fréquent que le précédent, c'est encore un microfaciès du Cénomanien.

— Grès quartziteux.

Avec un pendage moyen de 40° vers le nord, le Maestrichtien, du km 4,650 à 3,9, représente à peine 500 mètres de puissance, dont une centaine revient à la zone supérieure à *Globotruncana contusa* (CUSHMAN).

La barre des calcaires blanchâtres du Dano-Paléocène (« calcaires de Lasseube ») émaille les pentes de blocs crayeux sous la ferme Guillempau, et constitue la carrière du pont Labau.

Mais, à cet endroit, le contact Crétacé-Tertiaire se devine plutôt qu'il ne se voit. L'emplacement des « Marnes de Nay » correspond, en effet, à une combe dégagée, sans affleurement. *On ne touche le Maestrichtien qu'au bas de la zone à Globotruncana contusa* CUSHMAN.

C. — LE « FRONT NORD-PYRENEEN » DU PONT LATAPIE (coupe de Nay-Arthez-d'Asson) AU PIC DE REBENACQ.

Quelques affleurements jalonnent et permettent de suivre cette ride en se déplaçant d'est en ouest. Il semble, d'ailleurs, que l'on rencontre des terrains de plus en plus bas dans la série stratigraphique en allant vers l'ouest, en d'autres termes que la structure ancienne s'ennoie en se dirigeant vers l'ouest.

Au pic de Rébénacq, le Callovo-Oxfordien constitue le terrain le plus ancien. Vers l'est, l'Aptien supérieur apparaît au contact direct avec le Keuper ou le Permo-Trias, voire du Carbonifère ou du Dévonien au sud de Nay. La forêt de la Mourle montrerait de l'Albien sur du Primaire ou du granite.

Le tracé de ce cœur anticlinal passerait au sud de Bruges et au nord de Mifaget. C'est ainsi que je trouve un affleurement de Primaire (?) possible, sur la rive gauche du Beez, au nord-ouest du moulin du Batan, au bord du chemin qui, après un petit pont, monte vers la ferme Bétet.

Il s'agit d'une roche noire, bleutée ou verdâtre, très altérée. Le gisement est assez réduit, visible sur 4 à 5 mètres de haut et une quinzaine de mètres de long ; il se perd ensuite dans les fourrés. L'ensemble est très fracturé et ne permet d'estimer ni une direction, ni un plongement.

Au microscope (HD. 829), la roche présente un fond siliceux. Elle est un peu argileuse et pyriteuse, avec 5 à 7 % de petits quartz anguleux.

Dans le lit du Beez, immédiatement au nord du pont, et constituant le substratum du moulin de Batan, affleure un calcaire bleu-noir foncé, dur, fissuré, en bancs massifs et arrondis par les eaux. Je rapporte ces terrains à l'Aptien supérieur.

C'est, en plaques minces (HD. 832), un calcaire argilo-schisteux et ferrugineux, à rares fins spicules de Spongiaires, avec des filonnets de calcite, de petits quartz anguleux (5 à 7 %) et des cubes de pyrite.

P. Viennot, dans sa thèse (1927, p. 137), signale quelques affleurements de ce calcaire. Il écrit par exemple : « ... Le sommet coté 365 mètres au nord de Mifaget (il doit correspondre à la cote 363, ferme Lapeyradette, sur la carte au 1/20 000 Lourdes n° 1) est couronné par un petit lambeau de calcaire aptien gris clair, fossilifère, ayant une forme elliptique, presque circulaire, de 150 mètres environ de diamètre, et dominant les schistes noirs de toute part. Le chemin qui s'éloigne de Mifaget, vers le nord, laisse ce lambeau à l'est, et reste dans les schistes noirs qui y affleurent largement. Mais, environ 200 mètres plus loin, vers l'ouest, reparaît une autre lentille de calcaire aptien, très petite (50 mètres de diamètre), très riche en sections de Requiénies : cette lentille est séparée des schistes noirs sur son bord nord, par une lame de dolomies et de calcaires chamois indiscutablement triasiques. Le pendage du calcaire aptien au contact du Trias est de 45° au sud. »

C'est, en effet, au même étage aptien supérieur que je rapporte les diverses carrières de calcaire, à l'ouest de Mifaget. Elles sont également mentionnées sur la carte du rapport géologique n° 61 de J. Schoeffler (S.N.P.A., 1946). Citons la petite carrière naturelle au croisement de la V. 1 (Lys-Mifaget) et de la D. 35, au sud de la ferme Lafoeste ; la carrière abandonnée et ombragée, dans un champ au nord de la ferme Lasserre. Elle constitue une sorte d'abri sous roche. L'ancien front de taille fait environ 7 mètres de haut sur 20 mètres de long.

Une troisième ancienne exploitation, à l'ouest de la ferme Cambarrat, est semi-circulaire. Le front de taille mesure 30 mètres de long sur 5 à 6 mètres de haut. Ce sont, comme dans les précédentes, des bancs de calcaire marneux noir, schisteux, très lité.

Signalons enfin, en haut d'une colline, cote 371, au sud de la ferme Garié, un affleurement boisé avec de gros bancs de calcaire massif et fissuré. Les microfaciès montrent (HD. 840 à 842 et 844) un calcaire argilo-schisteux, grumeleux parfois, ferrugineux ou microcristallin et recristallisé, avec de fins spicules uniaxes de Spongiaires pouvant être fréquents, et de rares débris de Mollusques (Lamellibranches ?) ; on y voit, également, des cubes de pyrite, des fissures stylolithiques ferrugineuses et de très rares quartz néoformés (3 à 5 %).

Ces divers gisements d'Aptien supérieur entourent la colline de la ferme Mirande (cote 380) où sort un important affleurement de Permo-Trias. Ce sont des argilites rougeâtres à lie-de-vin, en plaquettes. Les plaques minces (HD 843) présentent une roche argilo-gréseuse (30 à 40 % de quartz anisométriques) et ferrugineuse, avec des paillettes de muscovite et des débris ligniteux (?). On découvre cette roche sur le chemin de la ferme Mirande et dans une excavation au sommet de la colline. La butte permet d'observer partout de petits affleurements violacés.

En continuant vers l'ouest, on peut citer, sur la rive droite du Landistou, dans les environs de la ferme Pourteigt, des pointements de Keuper. La plaine alluviale de ce ruisseau masque ensuite jusqu'à Lys les terrains anté-cénomaniens.

Au nord de Lys, on connaît les affleurements de calcaire aptien supérieur, que l'ont voit d'ailleurs depuis la route, de part et d'autre de la ferme Luquet. P. Viennot (1927) écrit à ce propos : « Au nord de Lys, affleure une bande de calcaire marneux gris, aptien ou albien... assez allongée celle-là, comme l'indique la feuille de Tarbes... »

Au sud de la ferme Casamayou, dominant la rive droite du ruisseau de Lespereu, on retrouve également du calcaire bleu noirâtre à Toucasia. C'est, en plaques minces (HD. 869), un calcaire cryptocris-

tallin à gros débris de Mollusques (Rudistes), quelques spicules uniaxes de Spongiaires et des traces d'Orbitolines. On y voit aussi des filons de calcite, stylolithes ferrugineux et de rares rhomboèdres de dolomite.

La ferme Arriupeyrous est bâtie sur une colline surmontée de Mio-Pliocène jaune ocre (argile à galets). Mais, lorsqu'on descend au sud, vers le ruisseau de Lespereu, la pente se montre colorée en rouge violacé à lie-de-vin. On remarque des débris de psammites ou d'argilites du Permo-Trias jusqu'au fond du thalweg. Dans un autre petit ruisseau, au sud-est de la ferme, on retrouve le contact Mio-Pliocène avec des bancs calcaires du Cénomanien.

Donc, tout permet de croire que *la colline d'Arriupeyrous est un autre jalon permo-triasique de la ride que nous suivons.* La trace de cette dernière va devenir de plus en plus étroite en se dirigeant vers le pic de Rébénacq (cote 519). Elle sera masquée, en partie, par une grande langue d'argile à galets, presque nord-sud, qui coïncide probablement avec l'ancien tracé d'une faille. C'est une partie presque rectiligne dans le parcours de la route qui va de Sévignacq-Meyracq à Rébénacq (D. 287). La pénéplanation mio-pliocène, qui se voit nettement dans le paysage, a aplani tous les sommets.

En allant vers l'ouest, je peux encore signaler quelques pointements de Trias argileux (Keuper) autour de la ferme Vignalet. Ce sont, dans un champ, au nord-ouest de la ferme ou au pied d'une grange, qui d'ailleurs a glissé, des marnes gypseuses blanchâtres.

La structure de Rébénacq surgit ensuite dans le paysage. Il ne m'appartient pas d'en discuter. J'ai simplement reporté sur mes cartes les contours dessinés par R. Desorthes (thèse de 3e cycle, Bordeaux)[1] dont j'ai étudié tous les matériaux. Rébénacq apparaît comme un pli anticlinal, couché vers le nord sur le Flysch. Les microfaciès, en permettant de dater plus précisément les couches, aboutissent à donner une explication simplifiée de cette structure, si longtemps sujet de polémique.

On s'aperçoit, après cette étude des divers affleurements pouvant être rapportés à la trace du front nord-pyrénéen, combien il est délicat de donner des limites pour cet ensemble. Les gisements épars ne permettent pas de préciser s'il s'agit de lentilles sans continuité. *On peut néanmoins en déduire une direction générale*, ce qui était le but recherché.

D. — LA ZONE SYNCLINALE SUD.

Depuis la vallée de l'Ouzom jusqu'au sud du pic de Rébénacq, en passant par Mifaget et le sud de Lys, s'étend un pays constitué surtout de schistes marneux noirs, où les limites stratigraphiques sont difficiles, pour ne pas dire impossibles, à tracer, par manque de microfaune.

Il semble cependant, d'après la direction des couches, qu'on soit en présence d'un synclinal. Nous avons vu qu'il existait du Turonien au cœur, dans la coupe de Nay. Les terrains les plus anciens appartiendraient sans doute à l'Albien supérieur.

En effet, d'après J. Seunes (1890, p. 98), dans la coupe de Sainte-Colome à Gan :

« Sous le village de Sainte-Colome, on trouve des calcaires marneux noirs parcourus par de nombreuses veines de calcite, et des marnes souvent schistoïdes dominant à la partie supérieure. Les couches paraissent plonger régulièrement vers le nord sous un angle de 15° environ.

» Belemnites semicanaliculatus Blainv.,

» Rhynchonella sulcata Park.

Echantillon identique à des exemplaires du Gault supérieur de Cambridge, déterminés par Davidson (Ecole des Mines).

» Gastéropodes ind.

» A quelques centaines de mètres au nord de Sainte-Colome, on rencontre une alternance assez irrégulière de grès, de grès schisteux, de calcaire siliceux et de marnes schisteuses ou terreuses, micacées, souvent ferrugineuses, disposés en lits généralement minces et très tourmentés. Ces couches, riches en impressions de Fucoïdes, sont traversées par un filon et un pointement de diabase ophitique (?) très décomposée. »

J. Seunes fait donc passer sa limite cénomanienne un peu au nord de Sainte-Colome. Il semble que cela soit très valable. *J'aurais même tendance à envisager une auréole d'Albien supérieur entourant le pic de Rébénacq, et descendant nord-sud vers Sévignacq-Meyracq.* Mais, encore une fois, je ne peux prétendre tracer une limite correcte, sauf vers le pic où elle est jalonnée de pointements d'« épisyénite ».

Je vais donc décrire mes observations dans cette région en posant comme hypothèse que *ces couches sont probablement attribuables à l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur.* Peut-être de nouvelles recherches pourraient-elles aller plus avant dans la diagnose.

Le long du Beez, au sud-est du château Le Castellon, vers un petit barrage, ou bien le long du ruisseau Lestarrès, aux alentours de la ferme Régadé, on observe quelques petits affleurements d'une sorte de marne schisteuse noire, à grain fin, un peu micacée, en bancs lités, devenant, probablement par altération, une marne ocre et brunâtre. En plaques minces, cette roche se montre légèrement gréseuse (3 à 5 % de petits quartz anguleux), avec des granules de pyrite et quelques paillettes de muscovite. On y

1. Travail inédit.

remarque de rares fins spicules uniaxes de Spongiaires et des débris de Foraminifères généralement indéterminables, peut-être de Rotalipores ? et de Globigérines ? (HD. 834).

En se déplaçant vers l'ouest, le faciès reste le même. On rencontre alors d'anciennes petites marnières abandonnées aux ronces, qui permettent d'observer le substratum de ce pays assez couvert et pauvre en affleurements.

Citons par exemple la carrière qui se trouve au croisement de la D. 232 et de la route qui va à Mifaget, entre le chemin d'Escouba et celui des fermes Hurou et Caillau. On y observe (HD. 837, 838) un calcaire argileux, cryptocristallin, pyriteux, à très rares petits débris de Mollusques ?, fins spicules de Spongiaires, très rares Pithonella et débris ligniteux, avec 3 à 7 % de quartz anguleux, des granules pyriteux, de l'oxyde de fer et de très rares paillettes de muscovite.

C'est en suivant le chemin vers la ferme Hurou que l'on découvre, en contre-bas, le long du ruisseau de Subercas, au S.-S.-E. d'Escouba, le premier affleurement de Keuper. Sur la rive gauche du ruisselet, parmi une végétation souffreteuse, existent des mares, dolines de dissolution, eaux stagnantes, avec dégagement d'une faible odeur d'H_2S.

P. Viennot (1927), que je cite à ce propros, écrit (p. 138) :

« A Soms et à Escouba, deux petits gisements de gypse triasique ont été l'objet d'exploitation au milieu des schistes noirs... Celui de Soms est à l'ouest du ravin correspondant, et non à l'est où l'on ne voit que des schistes noirs. Celui d'Escouba se trouve à 100 mètres environ au S. de la maison... Les exploitations abandonnées de Soms montrent deux ouvertures de carrières souterraines : celle du nord, non cimentée, laisse voir sur quelques mètres de hauteur le contact des schistes noirs et des argiles bariolées gypsifères du Trias ; celle du sud, à 20 mètres de la précédente, ne s'ouvre que par un puits maçonné.

» Le gisement d'Escouba est très caché par la végétation, on ne peut observer que localement des argiles bariolées, gypsifères, accompagnées de blocs d'ophite. »

J'y ai vu de petits pointements de marne verte, de gypse, d'anhydrite, calcite et chlorite[1]. Cependant, dans ce désordre apparent, j'ai échantillonné un calcaire noirâtre qui faisait partie de cet ensemble. *Le microfaciès* (HD. 839) *a montré un calcaire argileux cryptocristallin, pyriteux, à petits débris de Mollusques, restes de Pithonella ? de Globigérines* (*G. cretacea ?*), *et de débris d'Algues*, avec 3 à 5 % de quartz anguleux et rares filonnets de calcite.

Cette surprenante association avec du Keuper ne doit pourtant pas nous étonner. Nous allons voir, vers l'ouest, de nombreux pointements de ce genre ; *le Trias étant remanié dans le Crétacé supérieur, et parfois même interstratifié.* Je pense que *le substratum « schistes noirs » a balayé un pays triasique lors de son dépôt, et que son épaisseur n'est probablement pas très importante.*

Continuons sur la route D. 232, vers l'ouest, jusqu'à la ferme Pouré. Au nord de cette ferme, à l'entrée d'un champ sur le bord droit de la route, en allant vers Sévignacq-Meyracq, en face de la borne kilométrique Sainte-Colome 5 km et Lys 2,9 km, se trouve un petit affleurement d'argile triasique blanchâtre à grisâtre que je crois aussi remanié.

En effet, topographiquement, un peu plus haut, 10 mètres plus à l'ouest, la colline (cote 497) se montre constituée d'une brèche polygénique attribuable au Cénomanien.

Il s'agit (RD. 870, 872 à 874) d'un calcaire microbréchique, graveleux, à fond cristallin, à Lituolidés, Verneuilinidés, Polymorphinidés, *Lituola sp.*, Ammobaculites, Textulaires, Glomospira, Textulariella, Orbitolines, Cunéolines, Préalvéolines, Milioles, Globigérines, restes de Polypiers, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques (Lamellibranches et Gastéropodes), Algues (*Ethelia alba* [Pfender], Mélobésiées, Dasycladacées) ; on y voit quelques quartz, parfois néoformés (3 à 5 %), plages de calcite, fissures ferrugineuses.

On y trouve des éléments :

— De calcaire cryptocristallin à grain fin ou de calcaire grumeleux, argileux, à spicules de Spongiaires (Albien ou Aptien),

1. Je suppose que les « *forts beaux cristaux de tourmaline* » décrits par M. A. Lacroix, dans le gypse des carrières de Lys (Basses-Pyrénées), pourraient provenir de cet endroit. L'auteur ne donne pas, en effet, une localisation très précise. Dans la *Minéralogie de la France* (1893, p. 106), il écrit que : « M. des Cloiseaux avait appris que ces tourmalines engagées avec pyrite dans du gypse, provenaient des environs de Sainte-Colomme (appelé quelquefois Sainte-Colombe). Tous les échantillons de ce minéral ont été recueillis par un marchand de Pau. Je me suis rendu sur les lieux et j'ai pu m'assurer qu'ils ne proviennent pas de cette localité, mais d'une commune voisine, celle de Lys. L'exploitation qui les a mis au jour est, actuellement, abandonnée par suite d'une inondation. La tourmaline se trouve, soit dans le gypse, soit dans le calcaire ; elle est accompagnée d'une leuchtenbergite à un axe positif et de jolis petits cristaux aciculaires, souvent mâclés, de rutile. De beaux octaèdres de magnétite ont été également trouvés dans le calcaire, mais ils ne se rencontrent pas dans les mêmes échantillons que la tourmaline. La même carrière a fourni aussi de grands cristaux transparents de gypse, des cristaux de sphène, de grenat jaune, de quartz, d'oligiste. Ces quatre derniers minéraux tapissent les fissures d'une roche ophitique altérée. Les tourmalines de ce gisement, malheureusement épuisé, sont les plus intéressantes que l'on ait trouvés en France. »

Dans « *Les phénomènes de contact de la lherzolite* » (*B.C.G.F.*, n° 42, t. VI, 1895, p. 105), M. A. Lacroix, cite à nouveau ce gisement de tourmaline, sans détails supplémentaires sur sa localisation.

— Des débris de calcaire grumeleux à Orbitolines, Mollusques, Algues (Mélobésiées, *Lithocodium aggregatum* Elliott) (Aptien supérieur),
— De dolomie cristalline,
— De marne schisteuse, ferrugineuse, litée.

La présence de Préalvéolines, ainsi que de restes de marne schisteuse, ferrugineuse, assimilable aux terrains décrits ci-dessus, indiquent pour cette brèche un âge plus élevé que du Cénomanien basal. Je ne peux donc pas en faire du Wildflysch, au sens où je l'entends, mais un terrain probablement postérieur.

A 20 mètres du premier affleurement de brèche, et dans le tournant de la route (D. 232), sort un pointement de roche verte assez altérée, qui doit être une ancienne « épisyénite ».

Le déplacement vers l'ouest m'amène dans la région des fermes Ferranet et Hournet, de part et d'autre de la route D. 287.

Dans le chemin qui se rend à la ferme Hournet, on rencontre tout d'abord, après une barrière, un petit affleurement d'argile triasique. Devant la ferme, ce sont des schistes argileux lités, noirâtres, que j'ai déjà décrits comme appartenant à l'Albien supérieur-Cénomanien. En suivant le chemin qui part au nord-est et remonte vers la Plastrère, le talus droit laisse apparaître du calcaire très recristallisé, fissuré. C'est (HD. 854) un calcaire grumeleux, cryptocristallin, d'aspect bréchoïde, avec beaucoup de quartz, parfois néoformés (jusqu'à 20 ou 25 %), de la pyrite en cubes et des rhomboèdres de dolomite. Cette roche, très tourmentée, tectonisée, me semble pouvoir être rapportée au Lias inférieur.

Cependant, cinq mètres plus loin, on découvre (HD. 855) un calcaire argileux très noir, dur, grumeleux et ferrugineux, à fins spicules uniaxes de Spongiaires, très petits *Pithonella* probables et *Globigerina cretacea* d'Orbigny.

Cinquante mètres après, toujours en suivant le même chemin, apparaît, à nouveau, un calcaire lithographique à grain fin. Ce faciès voisine avec des cargneules et des dolomies.

La Plastrère se trouve au nord-est, sur le flanc d'un petit thalweg. Ce sont d'anciennes galeries de mines où l'on exploitait le gypse jusqu'à la guerre de 1914-1918. Les galeries, qui n'étaient pas boisées, se sont effondrées durant cette période d'abandon et l'exploitation n'a pas été reprise. Cette lame de Trias gypseux aurait été suivie en galeries sur près d'un kilomètre, à travers la colline (cote 486).

P. Viennot (1927), décrivant les « lambeaux de la crête de Ferranet » (p. 138), écrit alors : « ... Au sud de la maison (Ferranet), les schistes noirs affleurent largement, toujours affectés d'un pendage méridional très net. La tache triasique est allongée dans la direction nord-sud, son extrémité méridionale atteint la crête sur la route, à 150 mètres au nord de la maison Ferranet, et son extrémité septentrionale est cachée dans les cailloutis mio-pliocènes. Le gypse est exploité à la tête du ravin qui descend vers l'ouest. Les rapports du Trias et des schistes ne peuvent pas être précisés, en raison de l'abondance de la végétation et du développement de la couverture récente. »

Au sud du chemin de la ferme Hournet, la petite colline (cote 478) contre laquelle est adossée la ferme présente également des affleurements d'Infra-Lias à Lias inférieur.

Presque au sommet, une ancienne petite carrière, perdue dans les fourrés, permet de voir des lits de brèches avec éléments liasiques interstratifiés dans des niveaux calcaires lités. La série paraît normale puisque la surface inférieure des bancs calcaires est modelée sur le substratum inégal, alors que la surface supérieure semble rectiligne. Les microfaciès (HD. 857 à 859) montrent un calcaire microcristallin dolomitique, d'aspect parfois bréchoïde, avec des filonnets et plages de calcite, un peu de pyrite et stylolithes ferrugineux. *Il peut s'agir de la « brèche dolomitique grise » de l'Hettangien supérieur.*

De l'autre côté de la route (D. 287), au nord de la ferme Ferranet, au pied d'une maison abandonnée, on retrouve du Trias gypseux et les schistes marneux de l'Albo-Cénomanien. Enfin, à l'est de Ferranet, directement dans la descente vers le fond du ravin où coule un ruisselet, on remarque encore des placages d'argiles versicolores triasiques.

Un peu plus au sud, quand, depuis la D. 287, on emprunte vers l'est le chemin qui s'ouvre à la ferme Lacoum ; après avoir traversé un grand pré, on arrive dans une dépression topographique où stagne une eau marécageuse. Il y a là une ancienne marnière exploitée ?

A flanc de pente, on y observe, indiscutablement, des intercalations d'argiles versicolores du Keuper interstratifiées dans des marnes schisteuses noires de l'Albo-Cénomanien.

En résumé, *les gisements de Lias inférieur, Infra-Lias et Keuper semblent grossièrement s'aligner nord-sud dans le prolongement de la langue mio-pliocène qui a dû* (voir plus haut, p. 100) *s'établir sur un ancien tracé de faille. Il paraît plausible de supposer que tous ces affleurements, où voisinent parfois des marnes schisteuses de l'« Albo-Cénomanien », sont apparus grâce à la présence d'un accident profond qui a permis au substratum anté-Crétacé de remonter.*

Le reste du pays, au sud du pic de Rébénacq, n'offre plus grande particularité. H. Douville (1933) considérait les terrains du Cénomanien en continuité de sédimentation avec ceux du Vraconien et il semblerait qu'il en soit effectivement ainsi.

FIG. 25. — *Carte géologique de la région est et sud-est du Pic de Rébénac.*

Suivons la route (D. 287) le long du Turon-de-Lurs, depuis la ferme Galet jusqu'au chemin de Lanouté. Tout d'abord, on rencontre un calcaire argileux, ferrugineux et finement gréseux (10 à 15 % de petits quartz anguleux), avec des débris ligniteux (?). Puis, apparaît un grès vacuolaire, contenant de 50 à 60 % de quartz isométriques, à ciment argilo-ferrugineux, avec de la pyrite et de petits éléments schisteux.

Cette roche alterne avec une sorte d'argile indurée à marne schisteuse noire, plus ou moins gréseuse (jusqu'à 30 ou 40 % de quartz), contenant quelques paillettes de muscovite. Les lavages de cette formation ne donnent aucune microfaune, sinon quelques globules pyriteux qui correspondent sans doute à d'anciens Radiolaires.

Une passée éruptive (AT. 297) à structure finement intersertale s'intercale dans cet ensemble. R. Elloy y détermine des plagioclases sériciti sés en baguettes, des vestiges de pyroxène : augite (α m = 44°), de la chlorite interstitielle, avec leucoxène, ilménite. Il note l'absence totale de hornblende, épidote et apatite et conclut qu'il s'agit d'une roche éruptive de semi-profondeur.

La fréquence des roches vertes est d'ailleurs assez grande dans toute cette région de « schistes noirs ». On y trouve aussi bien des roches effusives microlithiques ou vitreuses, que des roches de semi-profondeur et des roches de sills largement cristallines.

Parmi ces dernières, citons-en une particulièrement intéressante. Elle peut, d'après R. Elloy, donner la solution de la pétrogénèse du secteur. Son gisement se trouve au sud de la ferme Augareils, sur la rive gauche du Landistou, au bord d'un chemin qui monte à la ferme. Elle a une structure grenue. Les principaux minéraux (par ordre d'importance) sont :

— De l'augite rose chair, souvent zonée, à très forte dispersion, qui, dans certains cas, s'altère périphériquement en hornblende brune.

— De la hornblende brune (α m = 14°) dérivant *pro parte* du pyroxène, mais il semble qu'une partie soit primaire. Dans un stade final elle s'altère en chlorite (pennine). Des plagioclases rarissimes, très altérés et, pour la plupart, indéterminables ; dans quelques cas il semble s'agir d'albite.

— De la biotite très altérée et comportant des inclusions fréquentes d'un minéral biaxe positif pouvant représenter un zéolithe (?).

— Et peut-être du péridot, totalement altéré en produits serpentineux.

Comme minéraux accessoires, on rencontre de grandes aiguilles d'apatite, avec ilménite, spinelle, et comme minéraux d'altération : hornblende, pennine, chrysotyle, serpophite. Cette roche qui présente trois minéraux ferro-magnésiens sûrs, est à ranger, pour R. Elloy, dans le groupe des *Bérondrites et roches connexes*.

Je n'irai pas plus avant dans la description de ces roches vertes.

Signalons enfin la présence, devant la ferme Labaymale, à l'est-nord-est du Turon-de-Lurs (cote 542), d'un *gisement de Wildflysch* servant de substratum à la construction. Il s'agit (AT. 355, HD. 862) d'un grès conglomératique à éléments hétérogènes. J'y ai observé de gros quartz anisométriques (75 à 80 %), anguleux, plus ou moins corrodés, dans un ciment argilo-ferrugineux (oxyde de fer). J'ai également remarqué de rares éléments de lydiennes, de schistes noirs ou chloriteux, des débris finement gréseux, siliceux, et de très rares restes de calcaires.

Empruntons maintenant le chemin qui passe devant la ferme Labourdette, pour nous rendre au Turon-de-Lurs. Devant cette ferme (cote 462), un affleurement permet de voir une marne schisteuse noire, à très rares lits de grès. La direction est N.-N.-O., avec un pendage de 70°. En montant, les affleurements fréquents le long du chemin montrent des intercalations gréseuses de plus en plus abondantes, et la série prend nettement une allure de Flysch à bancs alternants. Les pendages sont assez redressés, de l'ordre de 80° vers le N.-E., mais à la hauteur du chemin qui mène à la ferme Minda, ils ne sont plus que de 10 à 20° à plongement N.-O. Cette brusque différence de valeur coïncide, peut-être, avec le passage d'une faille ou d'un plissement assez fort.

En continuant l'ascension, on observe encore des affleurements de marne à calcaire argileux beige à ocre, parfois gréseux. La marne argileuse (HD. 860, 861), ferrugineuse, est plus ou moins siliceuse et d'aspect un peu grumeleux. De couleur jaunâtre à brunâtre, elle ne contient que de rares débris de Pithonella ? avec de fines paillettes de muscovite, de l'oxyde de fer et pyrite.

On peut sans doute considérer que le Turon-de-Lurs constitue une sorte de synclinal perché dans le pays « schistes noirs ». Les directions des couches semblent aller dans le sens de cette interprétation. Je la signale comme plausible, sans l'adopter complètement. En effet, *je ne peux pas actuellement affirmer que le Flysch du sommet est d'un âge plus récent que les niveaux schisteux de la base.*

CHAPITRE IX

DE BELAIR A LASSEUBE

C'est la région comprise entre Bélair au sud et Lasseube au nord, qui va faire, ci-après, l'objet de l'inventaire stratigraphique.

Nous recoupons le monoclinal, dont cette fois toutes les couches sont dirigées vers le sud. A part quelques accidents de faible amplitude (par exemple plis de 20 à 30 mètres, si fréquents dans le Flysch), qui peuvent être éliminés, la continuité est assez satisfaisante.

Je vais donc entreprendre de remonter la série, en utilisant les routes ou les ruisseaux.

J'emprunterai, pour ce faire, une portion de la route nationale n° 134, la départementale n° 34, la vicinale n° 2, et surtout les innombrables chemins, sentiers ou sentes, au tracé souvent plein de fantaisie, qui serpentent parmi les collines de fougeraies ou de « tuyas ».

Je descendrai le cours du Brésiau, du ruisseau de Soumet, puis de la Baysole et de la Bastarde, mais aussi la Bayse-du-Pouquet, les Courrèges et même les Hiès (le Lashies d'après J. SEUNES et M^me^ Y. GUBLER). L'eau vive, qui y coule, est claire et fraîche, chantante parmi les blocs. Les écrevisses[1] ou les petits « pesquits » (vérons) en constituent les habitants les plus ordinaires.

Dans cette région, les forêts ne sont pas rares où poussent le chêne, le châtaignier, le houx, avec ronces et acacias. Cette végétation, plutôt silicicole, se contente d'un terrain maigre qui explique la rareté des exploitations. On rencontre quelques prés où paissent les paisibles vaches béarnaises aux hautes cornes, ou des champs de maïs. Les fermes abandonnées sont fréquentes que l'on trouve au détour du chemin. Le silence y règne depuis le départ des propriétaires et la nature reprend peu à peu l'avantage. Les ronces montent à l'assaut des murs, les ardoises du toit se disjoignent. Jadis une cheminée fumait dans ce coin à présent désolé. On se sent parfois étouffé dans la moiteur de ces sous-bois où chantent pourtant, aux beaux jours, de très nombreux oiseaux et voltigent les insectes. On comprend que, dans cette végétation luxuriante favorisée par un climat plutôt humide, les affleurements soient rares. Il faut, le plus souvent, profiter des fossés, du talus récemment rafraîchi par le cantonnier, ou bien des entailles, toujours ravinées, des ruisseaux.

1. La présence de ces petits crustacés Astacidés montre que les eaux sont assez carbonatées. Il s'agit probablement de l'*Astacus astacus*.

CENOMANIEN

Le contact inférieur de cet étage, avec les « marnes noires à spicules de Spongiaires » de l'Albien, se marque souvent à la faveur d'une coulée de roche éruptive. En effet, après les études de détail faites plus spécialement à Arudy, Herrère et Pélégria (*cf.* R. ELLOY, 1960), *il semble bien que la première venue éruptive date de la fin du Vraconien ou début des temps cénomaniens* (voir p. 133).

La meilleure coupe du Cénomanien dans la région paraît être celle que l'on relève dans le lit du Brésiau où les affleurements sont presque continus. On accède à ce ruisseau en partant de la R.N. n° 134, sur le chemin de la ferme Lacau et en continuant ensuite au nord, vers la ferme Tinaut.

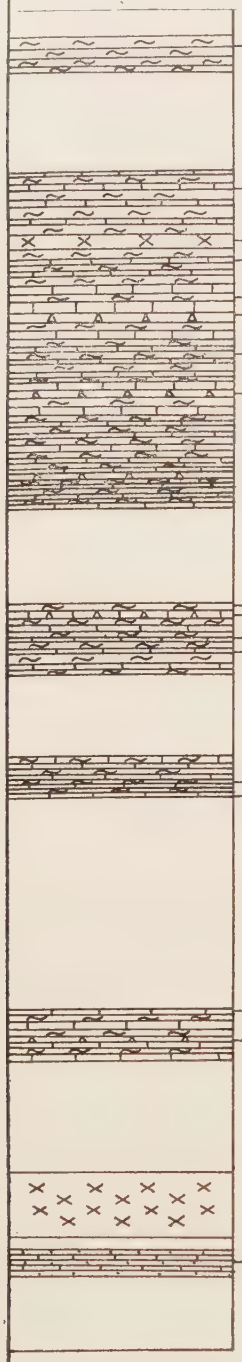
A l'endroit où l'on recoupe le ruisselet, les marnes albiennes en plaquettes affleurent encore. Mais lorsqu'on arrive à la propriété Tinaut, la clôture est déjà implantée sur la première coulée de roche verte.

En descendant le cours du ruisseau, on rencontre ensuite sept coulées différentes, d'importance variable, avant d'arriver à la hauteur de la ferme Tournemire où passe la limite du Turonien.

Certaines de ces venues éruptives montrent un métamorphisme de contact très net avec le niveau sédimentaire inférieur qui les supporte.

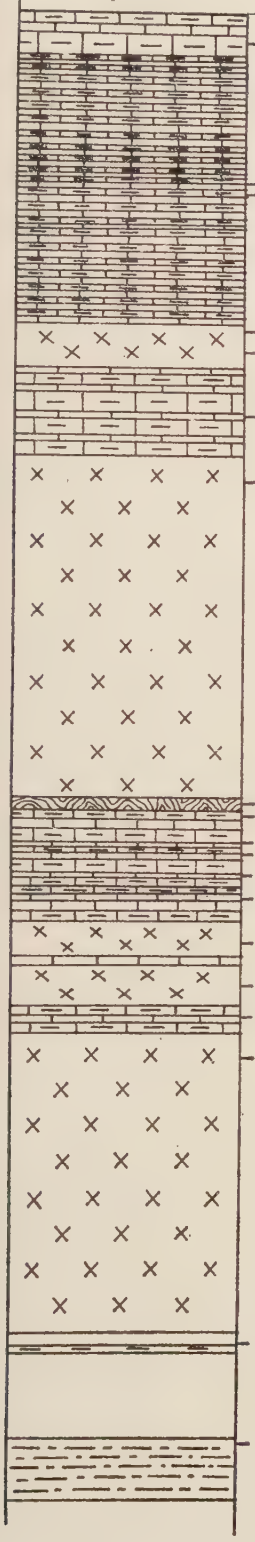
J'ai surtout remarqué une passée de trois mètres d'épaisseur environ (échantillon HD. 339) d'une roche dure, d'aspect un peu vitreux, de couleur vert pâle avec de rares traînées de rouille. Il s'agit d'une *grenatite à nombreux cristaux bien cristallisés de grenat pyrénéite* (grossulaire), *et une altération postérieure due à de la chlorite.* Le fond est constitué par de la calcite en large cristaux (voir p. 73).

En dehors de ces roches volcaniques, j'ai observé de fréquentes alternances de calcaire argileux ou



Coupe et numéros d'échantillons	Description lithologique	Microfaciès - Microfaune
425-426	Marne jaune ou grise, légèrement indurée ferrugineuse, très petits quartz (3-5 %), oxyde de fer, tourmaline.	*Rotalipora cushmani, R. reicheli, R. apenninica, Praeglobotruncana stephani, Praegl. stephani var. turbinata, Arenobulimina presli, Marssonella oxycona, Robulus, Ammospheroidina sp., Pseudoclavulina sp.*, radioles d'Oursins, r. spicules uniaxes de Spongiaires.
427	Calc. bleu clair, lég. détritique (3 à 5 % de quartz anguleux), oxyde de fer, pyrite.	Calc. microcristallin grumeleux à graveleux, à *Praeglobotruncana stephani, Globig. cretacea*, Lagena, Fissurines, Milioles, Textulariidés, Buliminidés, Lagenidés, Rotaliidés, gros spicules, gros Radiolaires.
428	Roche éruptive verte (genre épisyénite), à globulites de calcite.	Roche altérée, microlithes de plagioclases, chlorite, globulites de calcite, pyrite.
429	Calc. noir, dur, à filons de calcite, détritique (2-3 % de quartz anguleux), oxyde de fer, muscovite, pyrite, pts. de glauconie. Marne noire ± indurée.	Calc. microcristallin grumeleux, à restes de Rotalipores, Textulariidés, Verneuilinidés, Lagenidés, Mollusques, Radiolaires.
430	Calc. bleuté, dur, à filons de calcite, détritique (3-5 % de quartz anguleux), pts de glauconie, stylolithes ferrugineux, gravelles.	Calc. microcristallin gravel. à grumeleux, microbréchique à Cunéolines, Préalvéolines, Orbitolines, Rotalipores, G. cretacea, Textulariidés, Lagenidés, Miliolidés, Mollusques, Algues, Echinodermes.
431	Brèche calc. à éléments du mm à 5 cm, couleur bleutée avec altération superficielle jaunâtre.	Calc. bréchique à fond microcristallin à éléments calcaires variés, Préalvéolines, Ovalvéolines, Orbitolines, Lituola, Coskinolines, Milioles, Mollusques, Echinod., Serpules, Bryozoaires, Algues.
432	Marne noire indurée en plaquettes, lég. ferrugineuse, pyrite (parfois en granules), r. ptes de glauconie, quartz (1-2 %).	T. r. *Pithonella, G. cretacea*, fins spicules de Spongiaires.
433	Brèche calcaire à éléments variés atteignant le cm, quelques plages siliceuses (calcédoine), un peu de glauconie et de pyrite.	Calc. bréchique à fond cristallin, à éléments calcaires variés, Ovalvéolines, Préalvéolines, Orbitolines, *Pseudocyclammina, Pseudolituonella reicheli, Lituola*, Cunéolines, Textulariidés, Lagenidés, grosses Milioles, Mollusques (dont Rudistes), Echinodermes, Stromatopores, Bryozoaires.
434	Marne argileuse noire, litée, ± indurée.	Marne argileuse lég. gréseuse (15-20 % quartz), pyrite, débris ligniteux, r. paillettes de muscovite, quelques plages siliceuses.
435	Calc. bréchique, gravel., détritique, de couleur bleutée, ptes de glauconie, quelques plages calcédonieuses, débris schisteux noirs, quartz (3-5 % anguleux), un peu de pyrite, fond cristallin.	Quelques Préalvéolines, Ovalvéolines, Cunéolines, Milioles, *Lituola, Gyroidina, Valvulammina*, Textulaires, Echinodermes, Mollusques, Algues.
436	Calc. lég. argil., bleuté, un peu détritique (3-5 % quartz), ptes de glauconie, plages argileuses (galets mous), r. nodules gréseux stylolithes ferrugineux.	Calc. cryptocrist. à *Pithonella*, Rotalipores, *G. cretacea, Praegl. stephani*, Textulaires, Radiolaires, spicules, Echinodermes.
437	Calc. bleuté, dur, un peu détritique, microbréchique, 3 % quartz angul., ptes de glauconie, pyrite, débris schisteux noirs, fins filonnets de calcite.	Calc. gravel. à grumel. à fond cristallin, Orbitolines, Cunéolines, Milioles, Lituola, Verneuilinidés, Buliminidés, Serpules, Mollusques, Echinodermes, Bryozoaires.
438	Marne jaune, argileuse, ± indurée, pyrite, oxyde de fer.	Azoïque.
439	Calc. détritique dur, bleuté, en voie de silicification, calcédoine, filonnets de calcite, ptes de glauconie.	Calc. à fond cristallin grumel. à granul. à Textulariidés, Miliolidés, Buliminidés, Mollusques, Echinodermes, Radiolaires, spicules (parfois très nombreux et calcédonieux) de Spongiaires.
440	Calc. argileux, lité, induré, en plaquettes noirâtres.	Calc. argileux, fin. pyriteux et ligniteux, cryptocristallin, 1-2 % de quartz, un peu de muscovite.
441	Brèche calcaire à éléments atteignant jusqu'à 3 cm, altération superficielle jaunâtre, fond bleuté, quelques gros quartz anguleux ou arrondis et émoussés, calcédoine, ptes de glauconie.	Calc. bréchique, à fond microcrist., éléments variés, grosses Milioles, Cunéolines, Coskinolines, Trocholines, Cyclolines, Orbitolines, Lituola, Textulaires, Hydrozoaires, Serpules, Ostracodes, Mollusques, Echinodermes.
442	Grès bleuté, dur, microbréchique, ferrug., à ciment calcaire, quartz (50-60 % ± isométriques, anguleux).	Grès grossier à ciment calcaire cristallin, à Lituola, Textulaires, Cunéolines, débris de *Rotalipora, Tritaxia*, Verneuilinidés, Lituolidés, Mollusques, Ostracodes, filonnets et plages de calcite, paillettes de muscovite, pyrite, oxyde de fer, quelques débris schisteux et calcaires.

FIG. 26. — *Coupe du Cénomanien, le long du ruisseau Brésiau (S. Lasseube).* Echelle : 0 10 20 m



Coupe et numéros d'échantillons	Description lithologique	Microfaciès - Microfaune
443	443 Calc. argileux bleu-noir, d'aspect rognonneux, légèrement ferrugineux (pyrite et oxyde de fer) et gréseux (3 à 5 % de quartz anguleux).	Quelques gros spicules de Spongiaires, parfois dentelés et calcédonieux, *G. cretacea*, *Pithonella*, Algues (petits débris de Mélobésiées), Mollusques.
333	333 Calc. gris bleu-noir, dur, compact.	Calc. cryptocrist., lég. argileux, à r. plages microcristallines, gros spicules uniaxes parfois dentelés, Ostracodes, Echinodermes, Mollusques, Radiolaires, Globigérines, Textulaires, Gyroidina.
334	334 Calc. argil. gris-noirâtre en plaquettes, ferrugineux (pyrite, oxyde de fer), ptes de glauconie.	*G. cretacea*, *Arenobulimina presli*, *A. frankei*, Lagenidés (*Lenticulina*), *Trochammina sp.*, radioles d'Oursins, t. r. Ostracodes.
335	335 Roche éruptive verte (genre théralite).	Gros cristaux de hornblende altérée, plagioclases perthitisés, calcite, pyrite.
336	336 *Idem* (passée d'apparence un peu noduleuse, rognonneuse).	Hornblende en phénocristaux allongés, fond siliceux transformé, r. plagioclases, pyrite, t.r. carbonates.
337	337 Calc. dur, siliceux, rubané, bleu à gris, lég. ferrugineux, r. passées gréseuses (25-30 % de quartz anguleux anisométriques, lég. corrodés) pyrite et oxyde de fer.	*Glomospirella*, t. r. *Lagena*, *Eggerella*, Textulaires, Verneuilinidés, *Spiroplectammina*, Mollusques, Echinodermes, spicules, Radiolaires.
338		Calcaire hétérogène, grumel. à gravel., avec quelques plages cristallines.
	338 Roche verte éruptive (genre épisyénite).	Gros microlithes de plagioclases, phénocristaux de hornblende, pyrite.
	339 Roche métamorphisée, dure, couleur vert d'eau.	*Grenatite à pyrénéite* (Grossulaire) altérée par chlorite.
	340 Calc. argileux en fines plaquettes noires, ferrugineuses (pyrite).	*G. cretacea*, *Pithonella*, *Bathysiphon*, Echinodermes, spicules de Spongiaires.
	341 Calc. dur, bleu à gris, détritique, microbréchique, quartz 3-5 %, glauconie, pyrite, filons de calcite, débris schisteux noirs.	*Pseudolituonella reicheli*, Cunéolines, Orbitolines, Miliolés, *G. cretacea*, *Glomospirella*, *Pfenderina*, Textulaires, Lituolidés, Rotaliidés, Verneuilinidés, Algues, Echinodermes, fond cristallin graveleux.
339		
340		
341		
342	342 Calc. argileux en plaquettes noires à bleutées, ptes de glauconie, quartz (3-5 %), oxyde de fer, pyrite.	Textulaires, Verneuilinidés, Lagénidés, Rotaliidés, *Pithonella*, *G. cretacea*, *Trochammina*, spicules de Spongiaires, Mollusques, fond cristallin granuleux.
343		
344	343 Calc. bleu-gris, dur, détritique, à grain fin, microbréchique, quartz de tailles variables (3-5 %), quelques-uns néoformés, ptes de glauconie, filons de calcite.	*Lituola*, *Pseudolituonella reicheli*, Cunéolines, *G. cretacea*, *Pfenderina*, Orbitolines, Miliolidés, Verneuilinidés, Lituolidés, Bryozoaires, Algues (Dasycladacées, Codiacées), Mollusques, fond cristallin graveleux.
345		
346	344 Calc. bleu-noir, dur, détritique, grain fin, lég. gréseux (7-10 % quartz), glauconie, filons de calcite, pyrite, oxyde de fer.	Textulaires, Verneuilinidés, Miliolidés, Lagenidés, *G. cretacea*, *Praeglobotruncana*, *Pithonella*, *Gyroidina*, *Eggerella*, *Spiroplectammina*, Mollusques, Echinodermes, Annélides, Algues, Bryozoaires, fond microcristallin à cristallin, granuleux à grumeleux.
347		
348		
	345 Roche verte éruptive (épisyénite).	Nombreux microlithes de plagioclases, calcite, oxyde de fer, globulites de calcite.
	346 Roche éruptive verte (théralite).	Plagioclases, calcite, pyroxènes, hornblende.
	347 Calc. dur, bleuté à gris, grumeleux, ferrugineux, un peu gréseux (25-30 % de quartz anguleux), glauconie, pyrite, oxyde de fer, débris schisteux.	Verneuilinidés, Textulariidés, Lagénidés, Cunéolines, *Pithonella*, *Spirillina*, *G. cretacea*, Algues, Ostracodes, Echinodermes, fond microcristallin grumeleux à granuleux.
	348 Roche éruptive verte (genre épisyénite).	Phénocristaux de pyroxène, hornblende, plagioclases, chlorite, calcite, pyrite, anciens globulites très altérés.
349	349 Argile grise à noire, plastique.	*Trochammina böhmi*, *Bathysiphon sp.*, *Haplophragmoïdes*, t. r. débris de Lituolidés, quelques spicules uniaxes assez gros de Spongiaires.
350	350 Marne argileuse noire en petites plaquettes, légèrement gréseuse (5 à 7 %) et ferrugineuse (oxyde de fer et pyrite).	*Ammodiscus gaultinus*, *Trochammina globigeriniformis*, *Glomospira charoïdes*, *Haplophragmium aequalis*, *Haplophragmoïdes sp.*, *Cribrostomoïdes cretacea*, *Bathysiphon sp.*, r. spicules de Spongiaires et Radiolaires.
HD		

Fig. 26 (suite).

microcristallisé et graveleux, de grès, d'argile parfois, avec des lits conglomératiques plus ou moins épais et grossiers (*cf.* également Arudy par exemple) contenant les plus divers éléments remaniés (voir la coupe détaillée, *fig.* 26). *Une de ces passées de conglomérat atteint 4 mètres d'épaisseur avec des éléments variant de 1 à 40 centimètres.*

En ce qui concerne ces brèches, sans parler d'une microfaune abondante et variée où dominent les Orbitolines, Préalvéolines et Cunéolines, les échantillons (HD. 431, 433 et 441) ont fourni des restes de :

— Calcaire cryptocristallin ou finement granuleux, à nombreux spicules de Spongiaires.

— Calcaire cryptocristallin à grain fin, à petits *Pithonella*, Globigérines.

— Calcaire argileux à Radiolaires et fins spicules de Spongiaires, du Cénomanien flysch.

— Calcaire argileux, pyriteux, à débris de spicules de Spongiaires et de Mollusques, de l'Albien.

— Calcaire graveleux, à débris d'Orbitolines, Milioles, petits Foraminifères divers, débris d'Echinodermes et de Mollusques, de l'Aptien supérieur.

— Grès mal classé à ciment pyriteux, du Purbeckien possible.

— Calcaire dolomitique, microcristallin, à petites oolithes floues, du Portlandien.

— Calcaire à grain fin, cryptocristallin, du Kimméridgien.

— Dolomie cristalline à anciennes oolithes recristallisées, du Callovo-Oxfordien.

— Calcaire cryptocristallin, à microfilaments courts, du Dogger probable.

— Schistes noirs ou schistes brunâtres, plus ou moins ferrugineux, du Primaire ?

— Quelques gros quartz anguleux, des plages siliceuses (calcédoine), de la glauconie, de la pyrite.

Signalons enfin la présence, dans l'échantillon HD. 433, de quelques *débris de Stromatopores*, que j'ai rencontrés dans diverses localités, toujours dans le Cénomanien (*cf.* Garlin 7-1615, 50 m ; V. 954 b-Nalzen; T. 279-Lagor, 7974 b et 7954 Prepa, etc.).

Partant du Brésiau, allons vers l'est, c'est-à-dire vers Bélair, en essayant de suivre la limite de l'Albien [1]. On rencontre encore de nombreuses venues éruptives, dont certaines étaient déjà connues de J. Seunes (thèse 1890). En effet, dans la description de la coupe (XXIX) en ligne brisée de Buziet à Gan (p. 89), il écrit :

« Au nord de Bélair : marnes, calcaires gréseux, grès et sables en lits tourmentés, traversés à Terrabust par un pointement de « syénite » à affinité diabasique, et à Mirassou (W. de Lasseubetat) par des filons de « porphyrite » à structure microlithique enchevêtrée, qui ont déterminé sur les couches encaissantes des phénomènes de métamorphisme très nets ; les bancs de grès ont perdu leurs caractères détritiques, ils sont rubanés et chargés de microlithes d'actinote. »

A Bélair même, juste au croisement de la R.N. 134 (Pau-Oloron) avec la départementale 34 de Lasseube, sur le côté droit, à l'emplacement d'une ancienne maison à présent détruite, affleure une roche verte à grands cristaux de hornblende (genre théralite). On trouve également des restes altérés en sables jaunâtres de la même roche, dans le talus droit de la R.N. 134, au début de la descente vers Pau. Ces affleurements font partie d'un gros massif volcanique, qui constitue la colline, sur le flanc de laquelle est adossé Bélair (cote 465,2). Le tunnel du chemin de fer le limite à l'est [2].

Sur la D. 34, à 100 mètres environ du croisement avec la route nationale, à peu près à l'endroit où la ligne à haute tension passe au-dessus de la route, les talus montrent de part et d'autre, de petits bancs alternants de grès marneux à calcaire argileux, finement gréseux, à rares petits quartz et oxyde de fer. De couleur gris bleuté à rouille, ces lits sont azoïques. Par contre, des plaquettes marno-calcaires ont livré en lavages de rares petits Foraminifères arénacés (RD. 518) :

Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (r),
Trochammina sp. (c),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (r),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (r),
Haplophragmoides sp. (c),
Arenobulimina sp. (tr).

Ces niveaux sont assimilables à la base du Cénomanien.

On découvre encore, par endroits, quelques passées éruptives, le plus souvent très altérées, et donnant parfois des globules limoniteux qui évoquent la bauxite. Il s'agit, en fait, de nodules de calcite, avec enveloppe siliceuse (souvent de la calcédoine) et beaucoup d'oxyde de fer (voir Pl. XVII, 1).

Au niveau de l'entrée du chemin qui mène à la ferme Terrabust, dans une descente de la route D. 34, et sur le côté gauche en allant sur Lasseube, se remarque un calcaire très dur, légèrement gréseux, à nombreux filons de calcite.

1. On observe, dans l'Albien, des pointements de Trias à Infra-Lias possible au S.-S.-E. de la ferme Médevielle, ainsi qu'au N.-O. et au N. de Lébérat. De plus, la dolomie cristalline qui affleure 400 mètres au S.-S.-O. de la ferme Layrisse pourrait peut-être appartenir au Callovo-Oxfordien ?

2. Du Kimméridgien calcaire dolomitique, à *Pseudocyclammina virguliana* (Koechlin), se voit dans le talus de la voie ferrée immédiatement au sud du tunnel.

L'examen en lames minces (RD. 519) montre un calcaire microbréchique, polygénique, ferrugineux. Il contient de fréquents débris de Lituolidés, Lagenidés, Textulaires, Orbitolines, Coskinolines, Gaudryina, Préalvéolines, Glomospirella, Bigenerina, Milioles, spicules de Spongiaires, Hydrozoaires, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques et Algues.

Le fond de la roche est cristallin, avec des éléments de calcaire argileux, cryptocristallin, à spicules de Spongiaires, de dolomie cristalline, de grès quartziteux, de gros quartz anguleux, de filons de calcite.

Deux mètres plus bas, dans le fossé de la route, on retrouve les plaquettes marno-calcaires, très argileuses. Elles se suivent sur une cinquantaine de mètres, avec des alternances de grès argileux et ferrugineux. La même microfaune de Foraminifères arénacés, signalée plus haut, se reconnaît dans les lavages.

A la hauteur d'un petit chemin qui part sur la gauche (coordonnées : x = 372,380 et y = 100,560), affleure un grès jaunâtre, ferrugineux, aux grains de quartz anguleux ou émoussés luisants, contenant quelques débris d'Orbitolines (RD. 616).

Si partant de la R.N. 134, avant d'arriver à Bélair, et sur la droite en venant de Pau, on prend la route vicinale n° 2 qui mène à Lasseubetat, on retrouve tout d'abord dans la descente, vers la ferme Rauquelaure, un calcaire argileux en plaquettes jaunâtres ou bleutées, roche déjà rencontrée sur la D. 34. Il contient toujours les mêmes Foraminifères arénacés. L'échantillon RD. 424 fournit par exemple :

Glomospira charoides (Parker et Jones) (r),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (r),
Haplophragmoides sp. (c),
Cyclammina sp. (tr),
Dicyclina sp. (un débris).

A 100 mètres au nord de l'église de Lasseubetat, sur la V. 2, ainsi qu'en descendant sur la Bayse (échantillons V. 857 et 858) affleure, de nouveau, le calcaire gréseux, microbréchique, à nombreuses Orbitolines, Préalvéolines, Ovalvéolines, Milioles, Polypiers très recristallisés, Echinodermes, Mollusques, avec de nombreux petits éléments de roches remaniées :

— Calcaire à Orbitolines et Milioles, de l'Aptien supérieur.

— Calcaire cryptocristallin, argileux, à spicules de Spongiaires, de l'Albien, avec quartz anguleux et traces de glauconie.

Dans le grand tournant après Lasseubetat, apparaît un calcaire argileux en plaquettes, avec des nodules ferrugineux. Il montre, dans un fond cryptocristallin, de petits Foraminifères arénacés, des Pithonella, Radiolaires, spicules monaxones ou triaxones de Spongiaires.

Les lavages permettent d'isoler quelques Rotalipores (échantillon RD. 425) :

Rotalipora apenninica Renz (r),
Rotalipora cushmani (Morrow) (c),
Rotalipora montsalvensis Mornod (tr).

Il s'agit, cette fois, de Cénomanien supérieur.

Lorsqu'on regagne la route D. 34, on retrouve à la ferme Soumet (échantillons V. 859 et T. 356) (voir Pl. XVII, 2 et 3), une dernière passée éruptive (km 22,670), dans le talus gauche en allant sur Lasseube. La roche, moins altérée que précédemment, montre, dans un fond vitreux verdâtre, de nombreux sphérolithes de calcite.

Dix mètres avant cette coulée, un calcaire argileux un peu gréseux fournissait, en lavage et plaques minces, une microfaune du Cénomanien élevé (échantillon T. 358, Pl. XVIII, 1 et 2) :

Rotalipora apenninica Renz (r),
Rotalipora globotruncanoïdes (Sigal)[1] (tr),
Rotalipora reicheli Mornod (r),
Rotalipora cushmani (Morrow) (c),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (c).

TURONIEN

Le Turonien, auquel on passe insensiblement, présente des alternances de plaquettes marno-argileuses jaunâtres et de petits bancs de grès très fin, quartziteux et ferrugineux. La microfaune est absente, à l'exception de quelques petits *Pithonella* et des débris de spicules de Spongiaires.

Sans que l'on puises tracer une limite bien précise, je pense que la base du Turonien se situe sur la D. 34, au nord de la ferme Soumet, à peu près entre les fermes Campagne et l'Esquie.

J'ai d'ailleurs relevé une petite coupe détaillée (*fig.* 27) (échantillons RD. 574 à 584), dans le chemin qui mène à cette dernière exploitation (coordonnées env. : x = 372,360 et y = 101,250).

Les bancs sont minces, de 2 à 6 centimètres, et présentent une alternance, indéfiniment répétée, d'une roche dure, mais altérée, siliceuse, à grain fin, ferrugineuse, de couleur rouille, se débitant en petits cubes, avec des plaquettes schisteuses argilo-marneuses.

La roche siliceuse montre au microscope un grès quartziteux très fin, à ciment rare, ferrugineux, micacé, ou bien donne l'apparence d'une spongolithe (*cf.* A. Carozzi, 1953, p. 140) ou d'un silex. Il y a, en effet, de nombreux spicules de Spongiaires transformés en calcédonite, dans un fond amorphe, peut-être constitué d'opale, mosaïque siliceuse de

1. R. globotruncanoïdes (Sigal) est synonyme de Rotalipora apennicia Renz var. typica (Gandolfi), d'après F. Dalbiez (1955).

Coupe et numéros d'échantillons	Description lithologique	Microfaciès - Microfaune
RD 584	Epaisseur : 3,5 cm. 584 Grès à grain fin, ferrugineux, dur, en bancs.	Spicules en voie de silicification (calcédoine), t. r. Radiolaires ; tourmaline.
RD 583	Epaisseur : 5 cm. 583 Marne argileuse, en plaquettes grisâtres à jaunâtres.	T. r. débris de Gümbélines (*G. aff. morenani* Cushman), *Globigerina cretacea*, *Bathysiphon sp.*, t. r. Radiolaires, qq. spicules réniformes, un peu de muscovite.
RD 582	Epaisseur : 1,5 cm. 582 Grès très altéré brun rouge.	Grès très fin, à ciment ferrugineux (oxyde de fer) muscovite, quartz anguleux.
RD 581	Epaisseur : 4 cm. 581 Marne très argileuse litée, ferrugineuse, grisâtre à jaunâtre.	Nombreux spicules uniaxes de Spongiaires, Radiolaires, *Bathysiphon sp.*, qq. quartz anguleux, oxyde de fer, muscovite.
RD 580	Epaisseur : 4 cm. 580 Grès à grain fin, ferrugineux, jaune rouille.	Qq. spicules en voie de silicification (calcédoine), oxyde de fer, quartz anguleux, très nombreux, petits à moyens.
RD 579	Epaisseur : 2 cm. 579 Marne argileuse litée, jaunâtre à grisâtre, légèrement micacée.	T. r. spicules, Ostracodes pyritisés, Radiolaires, *Pithonella*. *Marssonella oxycona*, un peu de muscovite.
RD 578	Epaisseur : 4 cm. 578 Grès à grain fin, argileux, ferrugineux, très altéré, donnant une argile silteuse rouille.	Qq. spicules, Radiolaires, *Trochammina globigeriniformis*, *Haplophragmoides aff. globosus*, *Marssonella oxycona*, qq. quartz bipyramidés, un peu de muscovite.
RD 577	Epaisseur : 2,5 cm. 577 Marne argileuse litée, jaunâtre à grisâtre, légèrement micacée.	Marne argileuse, ferrugineuse, à t. r. fins spicules, Radiolaires pyritisés, qq. quartz anguleux, oxyde de fer, muscovite.
RD 576	Epaisseur : 3 cm. 576 Grès à grain fin, ferrugineux, très altéré, jaune rouille.	Grès argileux, avec spicules en voie de silicification (calcédoine), quartz anguleux, oxyde de fer.
RD 575	Epaisseur : 3 cm. 575 Marne argileuse litée, grise à jaunâtre, légèrement micacée.	Qq. spicules uniaxes de Spongiaires, Radiolaires pyritisés, t. r. Pithonella et Lagenidés, pyrite en dodécaèdres, un peu de muscovite.
RD 574	Epaisseur : 6 cm. 574 Grès dur, ferrugineux, à grain fin, en petits bancs, jaune rouille.	Grès quartziteux avec spicules en voie de silicification (calcédoine), oxyde de fer, quartz anguleux.

Fig. 27. — *Petite coupe à la base du Turonien, dans le chemin partant de la D. 34, vers la ferme L'Esquie. Coord. : x = 372,360, y = 101,250.* Carte 1/20 000. Oloron n° 3.

teinte grisâtre en nicols croisés, avec de l'oxyde de fer. L'argile, très peu carbonatée, est absolument azoïque en lavage.

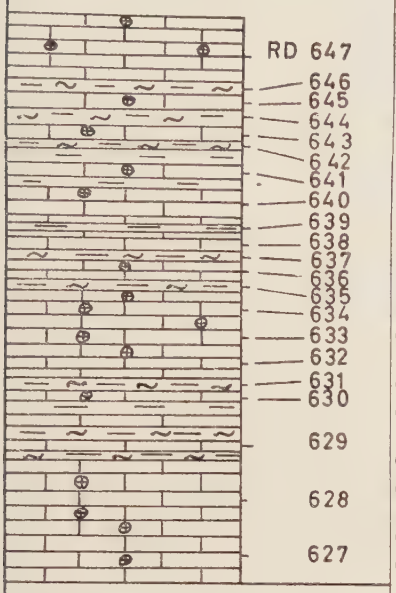
En continuant la D. 34 vers Lasseube, et cent mètres avant la borne kilométrique 22, on trouve (échantillons T. 318 et 349), un *calcaire marneux à nombreux Radiolaires* épigénisés en calcite[1] (Pl. XIX, 3).

1. Nous avons remarqué ce microfaciès, à la base du Turonien, dans la coupe de Nay-Arthez-d'Asson. Je le retrouverai encore plusieurs fois dans mon déplacement vers l'ouest.

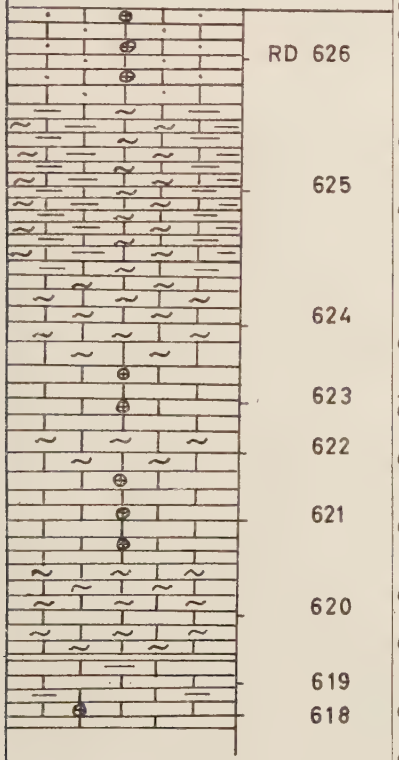
Cinquante mètres après cet affleurement, un marno-calcaire (T. 323 et 350) fournit en plaques minces d'abondants *Pithonella* (Pl. XVIII, 4), quelques sections de *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, avec des Radiolaires et des spicules de Spongiaires.

Enfin, dans le tournant avant la borne kilométrique, au niveau de la cote 339 et à l'ouest de la ferme Lescouba, on rencontre également de rares passées de calcaire microbréchique.

Les échantillons prélevés (RD. 529-530) montrent un calcaire graveleux à Lituolidés, Buliminidés, Textu-



LACUNE



Coupe et numéros d'échantillons	Description lithologique	Microfaciès - Microfaune
RD 647	647 Calcaire dur, bleuté, légèrement siliceux.	Calcaire fin. graveleux, cristallin, à nombreux gros spicules uniaxes, Radiolaires, Pithonella, Buliminidés, Miliolidés, Polymorphinidés, Textulaires.
646	646 Marne argileuse grisâtre.	Spicules, Radiolaires, Trochammina.
645	645 Calcaire dur, bleuté, siliceux.	Calc. gravel. gréseux, à petits Foraminifères.
644	644 Marne argileuse grise.	Spicules, Radiolaires, Trochammina.
643	643 Calcaire bleuté, dur, siliceux. Filons de calcite, glauconie.	Calc. gravel. cristallin à petits Foraminifères.
642	642 Marne argileuse grise, pyrite et glauconie.	Spicules, Radiolaires, Trochammina.
641	641 Calcaire dur, bleuté, siliceux.	Calc. gravel. cristallin à petits Foraminifères.
640	640 Calcaire siliceux, dur, bleuté.	Calc. gravel. cristallin à nombreux Foraminifères, Orbitolines, Dictyopsella, Mélobésiées.
639	639 Calcaires et argiles en petits lits alternés.	Calc. gravel. gréseux à Cunéolines, Pénéroplidés.
638	638 Calcaire siliceux bleuté, avec filons de calcite, glauconie.	Calc. gravel. cristallin à petits Foraminifères.
637	637 Marne argileuse grise.	Spicules, Radiolaires, Trochammina.
636	636 Calcaire siliceux, dur, bleuté.	Calc. gravel. cristallin à petits Foraminifères, Orbitolines, Dictyopsella, Précunéolines.
635	635 Marne argileuse grise.	Spicules, Trochammina.
634	634 Calcaire dur, siliceux, bleuté.	Calc. gravel. cristallin à petits Foraminifères, Pithonella, Textulaires, Bryozoaires, Radiolaires.
633	633 Calcaire siliceux bleuté.	Calc. gravel. cristallin, Glob. lapp. lapparenti.
632	632 Calcaire siliceux bleuté.	Calc. gravel. cristallin à nombreux Foraminifères petits arénacés, Radiolaires, spicules de Spongiaires.
LACUNE	631 Marne argileuse grise.	G. lapp. lapp. Globig. cretacea, Arénacés.
	630 Calcaire siliceux, lité, bleuté.	G. lapp. lapp. Dictyopsella, Milioles.
RD 626	629 Ensemble de petits lits de calcaire siliceux (3 cm) et de marne argileuse jaune (3 cm).	Calc. gravel. cristallin ou cryptocristallin argil., Globotruncana lapparenti lapparenti, Pithonella, Polymorphinidés, Arénacés, Mollusques, Echinodermes, spicules calcédonieux de Spongiaires.
625	628 Calcaire siliceux, dur, bleuté, légèrement glauconieux.	Calc. gravel. cristallin, Vidalina, Milioles, Dictyopsella, Arénacés, Globotruncana, Lagena, Pénéroplidés, Précunéolines.
	627 Calcaire dur, siliceux, légèrement glauconieux.	Calc. gravel. cristallin à gros spicules souvent calcédonieux, Textulaires, Milioles, Ostracodes, Radiolaires recristallisés.
	Lacune d'observation sur 3 mètres	
624	626 Calcaire dur, siliceux, gris à bleuté.	Calcaire gréseux à gros spicules de Spongiaires, Textulaires, Spiroplectammina, Buliminidés, Rotaliidés, glauconie et pyrite.
623	625 Marne argileuse grise, en plaquettes.	Globigerina cretacea, petits Pithonella, fins spicules de Spongiaires, Radiolaires fréquents.
622	624 Calcaire marneux, à grain fin, à rares filonnets de calcite.	Calc. argileux à nombreux fins spicules, Pithonella, Rotaliidés, Radiolaires, t. r. petits quartz anguleux.
621	623 Calcaire siliceux, dur, bleuté.	Calc. gravel. cristallin à petits Foraminifères, Textulaires, Orbitolines, Dictyopsella, Polymorphinidés, Buliminidés, Milioles.
620	622 Calcaire marneux, en plaquettes grises.	Calc. argileux lég. ferrugineux, à t. r. Pithonella, spicules, un peu de pyrite.
619	621 Calcaire siliceux dur, bleu à gris, à rares filonnets de calcite.	Calcaire gravel. cristallin à Textulaires, Milioles, Glomospira, Globigérines, Lituola, Echinodermes, Algues (Mélobésiées).
618	620 Calcaire marneux, en plaquettes bleues à grises.	Calcaire argileux à fins spicules et rares Pithonella.
	619 Calcaire légèrement siliceux, en plaquettes, un peu ferrugineux.	Calc. lég. argileux à fins spicules, Pithonella, Buliminidés.
	618 Calcaire siliceux gris à bleu clair, dur.	Calc. gravel. cristallin à G. lapp. lapparenti, et nombreux petits Foraminifères.

FIG. 28. — *Coupe dans le Coniacien, carrière naturelle près du ruisseau de Soumet, au nord de la ferme Bécas. Coord. approxim.* x = *371,240 et* y = *102,180.* 0 0,50 1,00 m.

lariidés, Lagenidés, Miliolidés, Rotaliidés, Orbitolines, Gaudryina, Pithonella, Globigérines, *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, sections de *Globotruncana helvetica* BOLLI, ainsi que de gros spicules uniaxes de Spongiaires, débris d'Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques. Il contient quelques quartz, parfois néoformés, de petits feldspaths, de la glauconie, des filonnets de calcite et de l'oxyde de fer.

Cette roche était utilisée du temps de J. SEUNES (1890) qui signale dans sa thèse (p. 89) : « Les dalles sont exploitées dans plusieurs carrières, notamment au sud de Plaâ et à Lescoubat. »

Il écrit également : « Au sud de la maison Plaâ[1], ces couches renferment de nombreux bancs de calcaires en dalles et quelques bancs à entroques, coralliens par places, qui m'ont fourni :

Orbitolina concava LAMARCK de petite taille,
Orbitolina conica d'ARCHIAC,
Cidaris (Radioles), indéterminé,
Dent de poisson,
Fucoïdes nombreux.

A l'est de la ferme Pla et devant le chemin qui mène à la ferme Lombia, on retrouve, en effet, dans le talus du chemin actuellement en réfection, ces dalles de calcaire dont parle J. SEUNES (échantillons HD. 380 à 382).

C'est, en plaques minces, un calcaire cryptocristallin légèrement argileux, à Pithonella, petites Gumbélines, *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY et rares fins spicules de Spongiaires, avec des filonnets de calcite, un peu de pyrite et de petits quartz (1 à 2 %).

Sur la D. 34, ce même calcaire argileux cryptocristallin bleuté montre des traces de Fucoïdes (échantillon RD. 531). Je l'ai découvert dans le talus droit de la route, à la hauteur de la ferme Flourence, soit cinquante mètres après la borne kilométrique 22.

En continuant cette route, on rencontre ensuite des plaquettes très altérées d'argile plus ou moins indurée, jaune, ou de marne feuilletée grisâtre, avec des silex contenant d'abondants spicules calcédonieux, ainsi que des bancs de grès à grain fin, à ciment ferrugineux, azoïque.

Un affleurement typique de ce faciès se voit à l'entrée du chemin qui mène à la ferme Guirouil (cote 310) (Pl. XIX, 2).

Les lavages sur la marne laissent quelques petits Foraminifères arénacés (échantillons RD. 440 à 442 et 532) :

Glomospira cf. watersi LOEBLICH (tr),
Glomospira gordialis (PARKER et JONES) (r),
Trochammina sp. (c),
Haplophragmoides sp. (r),
Ammobaculites cf junceus CUSHMAN et APPLIN (tr),
Bathysiphon sp. (c),
Reophax sp. (r),
Radiolaires (r),
Spicules de Spongiaires (c).

1. Orthographié : *Pla*, sur la carte 1/20 000, Oloron n° 4; de même *Lescouba*, au lieu de Lescoubat.

CONIACIEN

Entre Haut-de-Gan et Lasseube (D. 34), le Coniacien présente des niveaux calcaires. Il s'agit :

— D'un calcaire argileux, beige, à fond cryptocristallin, à traces noirâtres, avec de rares débris de Foraminifères (Pithonella, Rotaliidés) et de Mollusques. Ce faciès se remarque 20 mètres au sud de la ferme Labarthe, dans le talus du chemin qui vient d'être refait.

— Ou bien, c'est un calcaire argileux, bleu à noirâtre, d'aspect feuilleté, qui donne, en lames minces, un calcaire cryptocristallin, argilo-ferrugineux, légèrement gréseux (7 à 10 % de quartz anguleux environ), à Pithonella, Gümbélines, *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY, et fins spicules de Spongiaires.

— Ou bien encore, toujours sur le même chemin, des lits de marne argileuse livrent, après lavage :

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (c),
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (r),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (c),
Pithonella cf. sphaerica (KAUFMANN) (r),
Pihonella ovalis (KAUFMANN) (r),
Spicules de Spongiaires (c),
Débris d'Ostracodes (tr).

Le Sénonien inférieur commencerait, sur la D. 34, juste avant le chemin qui mène à la ferme Latournarie.

Sur le talus gauche de la route, en allant sur Lasseube, on observe une alternance de petits lits marno-argileux et de petits cubes siliceux. Il s'agit d'une forme d'altération que j'ai déjà mentionnée ci-dessus (voir p. 93 et Pl. XIX, 1). Ces silex en relief montrent un fond siliceux amorphe avec de nombreux spicules de Spongiaires.

PLANCHE XV.

1. *Gros bancs de grès dans le Flysch campanien. Route de Gan-Rébénacq, en face la sous-station électrique.*

2. *Un aspect du Flysch campanien. Route de Gan-Rébénacq, à l'est de la maison Barrail.*

3. *Léger pli « en genou » dans le Flysch campanien. A noter les gros bancs de grès en relief. Route de Gan-Rébénacq.*

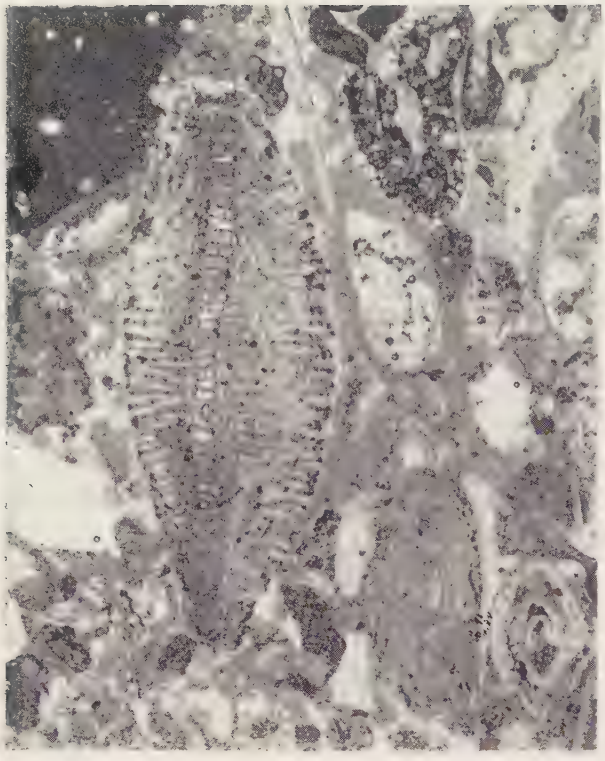
4. *Bancs alternants de calcaire argileux blanchâtre et de marne verdâtre. Vue partielle de la carrière Labesque. Maestrichtien.*

1

2

3

4



1

2

3

4

Un lavage sur la marne argileuse, ferrugineuse (oxyde de fer) et légèrement gréseuse, fournit quelques petits Foraminifères arénacés (RD. 443) :

Ammodiscus incertus d'Orbigny (r),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Haplophragmoides sp. (r),
Pseudoclavulina sp. (tr).

La roche fraîche, sous le faciès « dalles de Bidache », se rencontre dans une petite carrière naturelle, sise près du ruisseau de Soumet. Elle se trouve un peu au nord du pont qui mène à la ferme Bécas. Pour se rendre à ce gisement, on emprunte le chemin de la ferme Latournarie, depuis la D. 34. Après cette ferme, de gros silex épars se remarquent déjà sur le sentier qui descend jusqu'au ruisseau.

Cette petite carrière (coordonnées : $x = 371{,}240$, et $y = 102.180$) dont je donne une coupe détaillée (voir *fig.* 28), présente en alternances des bancs qui atteignent jusqu'à cinquante centimètres d'épaisseur. Les échantillons (RD. 618 à 647) montrent divers microfaciès :

— Calcaire à fond cristallin, microbréchique, finement graveleux, à nombreux débris de Foraminifères, le plus souvent remaniés. Je citerai des restes de Lituolidés, Lagenidés, Globigérinidés divers, ainsi que des Orbitolines, Précunéolines (Textulariella), Cunéolines, Dictyopsella, Vidalina, Milioles, *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, avec de gros spicules uniaxes de Spongiaires, parfois calcédonieux, des débris d'Echinodermes, Mollusques et Algues ; avec quelques plages siliceuses et de rares éléments glauconieux.

— Calcaire légèrement argileux à rares petits Foraminifères arénacés, Pithonella et fins spicules de Spongiaires. Le fond est cryptocristallin (Pl. XIX, 4).

— Minces lits de marne argileuse grise livrant, en lavage, une microfaune peu abondante, constituée de :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Cibicides cf. constrictus Hagenow (tr.),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Chrysalogonium sp. (tr),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (tr),
Trochammina sp. (r).
Ammodiscus incertus d'Orbigny (r),
Bathysiphon sp. (r),
Radiolaires (r),
Spicules de Spongiaires (c.).

Le résidu des lavages montre également de la muscovite, du quartz, de la calcite, un peu de glauconie et de chlorite.

La même série se poursuit en descendant le ruisseau de Soumet. *Les bancs semblent devenir plus épais et plus argileux. Les silex sont moins fréquents qu'à la base de l'étage.*

Ce sont alors des alternances de marne gréseuse en plaquettes. Les bancs font de cinquante centimètres à un mètre d'épaisseur et sont parfois silicifiés, avec de fines passées de calcaires argileux gris clair et de marne grise. Cette série se poursuit jusqu'à environ 400 mètres au sud de la ferme Playrat.

Sur la D. 34, la limite supérieure de l'étage passe à peu près à 100 mètres au nord du km 21. On observe, auparavant, des plaquettes marno-calcaires, très schisteuses, de couleur jaunâtre à rouille, qui ne fournissent aucune microfaune.

L'épaisseur totale du Coniacien, dans cette région, atteint de 300 à 350 mètres, avec un pendage moyen de 70°.

SANTONIEN

Il présente une série analogue à celle observée à l'est de Gan-Rébénacq, dans le Soust par exemple.

Ce sont des alternances en bancs de 50 centimètres environ, de calcaire gris à grain fin, lité, détritique, et de marne gréseuse, en plaquettes grisâtres, à cassure conchoïdale.

On remarque, également, quelques intercalations, en lits de 1 à 2 centimètres de calcaire argileux gris-bleuté et de marne grise.

Le fait essentiel est la découverte du « *niveau rouge* » *au sud-est de Haut-de-Gan et de la* « *barre à Orbitoïdes* » *dans la Baysole, à la ferme Playrat.*

Au sud-est de Bareilles et à l'ouest de la ferme Gausès, il existe une dépression topographique, où coulent plusieurs ruisselets qui se réuniront pour former le Lashies (ou les Hiès, d'après la carte au 1/20 000).

Il y affleure des argilites rougeâtres, briques, avec des passées grisâtres, des marnes argileuses lie-de-vin ou bariolées, rougeâtres, verdâtres et jaunâtres.

PLANCHE XVI.

1. *U. 292* (x *38*). *Route de Gan-Rébénacq. Calcaire microbréchique à* Orbitoïdes media (d'Archiac) *et Miscellanea sp. Maestrichtien supérieur.*

2. *X. 995* (x *30*). *Bosdarros. Calcaire détritique à* Omphalocyclus macroporus Lamarck. *Maestrichtien supérieur.*

3. *C. 729* (x *12*). *Route de Gan-Rébénacq. Calcaire microbréchique à* Orbitoïdes media (d'Archiac), Omphalocyclus macroporus Lamarck, *Milioles, débris d'Annélides et de Mollusques. Maestrichtien supérieur.*

4. *T. 138* (x *42*). *Coupe Gan-Rébénacq, km 4,2. Calcaire argileux, cryptocristallin, à Hétérohélicidés,* Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau. *Maestrichtien.*

La ressemblance avec le Keuper est assez grande pour prêter à confusion. *Il s'agit peut-être de matériaux apportés d'une terre émergée à proximité ou bien ce mimétisme de faciès est-il dû à un apport plus particulièrement abondant de sédiments repris au Trias ?*

Je joins à mes explications un schéma de position de ces affleurements (*fig.* 29).

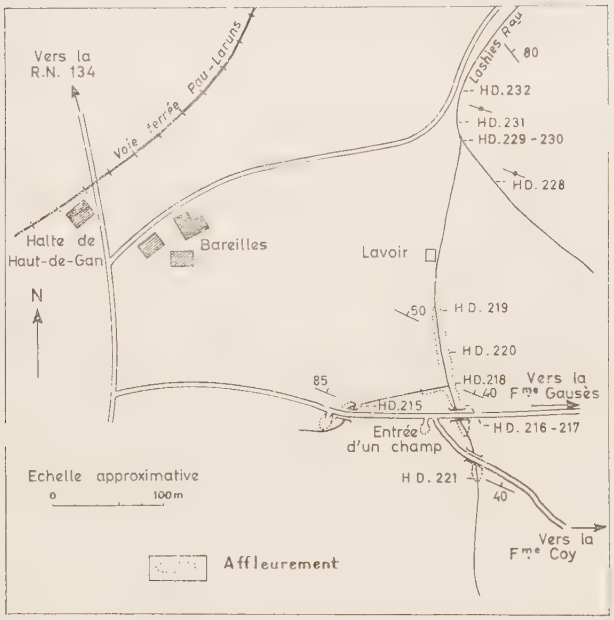


FIG. 29. — *Schéma de position des affleurements du niveau rouge au sommet du Santonien, situés au sud-est de la Halte de Haut-de-Gan.*

Signalons la présence d'un niveau de sable rouge, micacé, azoïque, en position stratigraphique semblable, sur le chemin au sud de la ferme Loustalet (échantillon HD. 375).

Les échantillons prélevés au sud-est de Bareilles (HD. 215 à 221) ont fourni, en lavages, quelques Foraminifères, dont :

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (c),
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (r),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (r),
Gümbelina sp. (r),
Pithonella cf. sphaerica (KAUFMANN) (tr),
Allomorphina (*Valvulineria*) *allomorphinoïdes* REUSS (tr),
Lenticulina sp. (tr.),
Glomospira charoïdes (PARKER et JONES) (r),
Marssonella oxycona REUSS (r),
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN (tr),
Trochammina böhmi FRANKE (tr),
Trochammina globigeriniformis (PARKER et JONES) (r),
Trochammina exigua CUSHMAN et APPLIN (tr),
Haplophragmoides eggeri CUSHMAN (tr),
Haplophragmoides cf. glabra CUSHMAN et WATERS (tr),
Haplophragmoides globosus LOZO (r),
Bathysiphon sp. (c),
Reophax sp. (r),
Pseudoclavulina sp. (tr),
Ammomarginulina sp. (tr),
avec quelques Radiolaires,
et de rares fins spicules de Spongiaires.

Le résidu des lavages est constitué de marne rougeâtre à lie-de-vin, légèrement micacée (muscovite).

Les niveaux plus indurés montrent, en plaques minces, un calcaire argileux cryptocristallin, lie-de-vin, légèrement gréseux, avec des débris indéterminés (sortes de terriers ou de traces ?), des « *galets mous* » argilo-ferrugineux de couleur rouille, de petits nodules gréseux, des paillettes de muscovite. On y remarque quelques amas de fins spicules de Spongiaires, de rares Radiolaires, des débris de Foraminifères arénacés, de très rares *Globotruncana* bicarénées, Gümbélines et Globigérines.

Ce niveau rouge passe, au sud, à la hauteur de la ferme Coy, à un calcaire à fond cristallin granuleux, à petits Foraminifères, alternant avec des lits de marnes argileuses jaunâtres, très altérées.

Vers la halte de Haut-de-Gan, le niveau rouge s'estompe bien que l'on puisse encore le deviner dans le talus du chemin de fer. J. SEUNES (1890) écrivait d'ailleurs, p. 89 :

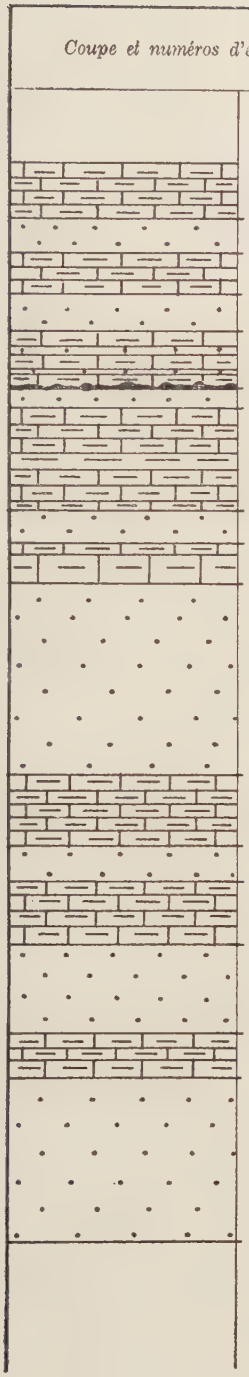
« Halte de Haut-de-Gan = Marnes grisâtres, jaunâtres et *rougeâtres* presque verticales. »

En continuant de descendre le Lashies, on trouve ensuite des alternances de marne grise en petits lits, avec des bancs de grès (50 à 60 % de petits quartz isométriques), à ciment calcaréo-ferrugineux. On y observe (HD. 228 à 230), avec de gros spicules de Spongiaires, de rares *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, Gümbélines, Pithonella, *Frondicularia, Spiroplectammina.*

Le « *calcaire à Orbitoïdes* », dans le lit de la Baysole, est une zone d'environ quarante à cinquante mètres d'épaisseur. Elle s'étend de la cote 219 où se joignent deux ruisseaux, jusqu'au nord de la ferme Playrat.

Juste avant, on retrouve de gros bancs de calcaire argileux en plaquettes, à petits Fucoïdes noirâtres, succession identique à celle observée au nord-est de Rébénacq.

Les barres calcaires mesurent de 40 cm à 1,50 m. On y reconnaît (échantillons HD. 323 à 332) plusieurs faciès différents. Un calcaire dur, bleu à violacé, domine. Il est compact, massif, légèrement gréseux,



Coupe et numéros d'échantillons	Description lithologique	Microfaciès - Microfaune
RD 600	Epaisseur : 14 cm. 600 Calc. argil. en plaquettes bleues à grises, un peu de muscovite et oxyde de fer.	Haplophragmoïdes sp., Trochammina sp., Bathysiphon, Ammodiscus incertus.
RD 599	Epaisseur : 8 cm. 599 Grès tendre, micacé (muscovite), ferrugineux.	Grès à grain fin, à ciment ferrugineux, quartz isométriques, t. r. spicules de Spongiaires.
RD 598	Epaisseur : 12 cm. 598 Calc. argileux en plaquettes bleues à grises, un peu de mica (muscovite).	T. r. Bathysiphon, Radiolaires, fins spicules uniaxes de Spongiaires.
RD 597		
RD 596	Epaisseur : 10 cm. 597 Grès tendre, micacé, ferrugineux, muscovite, quartz anguleux.	Globotruncana elev. elevata, Globig. cretacea, Gümbelina punctulata et G. globulosa, Discorbis sp.
RD 595		
RD 594	Epaisseur : 18 cm. 596 Banc constitué de petits lits calcaréo-argileux et gréseux.	Petits quartz anguleux, oxyde de fer, muscovite
RD 593	Epaisseur : 2 cm. 595 Grès tendre micacé. Surface sup. ondulée.	Grès à grain fin, ciment ferrugineux, Globotruncana lapp. lapparenti et G. lapp. tricarinata, Globig. cretacea, Gümbelina globulosa, t. r. spicules de Spongiaires.
RD 592		
RD 591	Epaisseur : 28 cm. 594 Calc. argileux en plaquettes bleutées à grises, avec une passée d'argile au milieu, de couleur rouille (oxyde de fer).	Lagena sp., Bathysiphon, Reophax, Radiolaires, spicules uniaxes de Spongiaires.
	Epaisseur : 6 cm. 593 Grès tendre, micacé, ferrugineux.	Grès fin, quartz isométriques, ciment ferrugineux, muscovite, t. r. spicules de Spongiaires.
RD 590	Epaisseur : 10 cm. 592 Calc. argileux en plaquettes bleutées à grises.	Bathysiphon sp., Trochammina sp.
RD 589	Epaisseur : 50 cm. 591 Gros banc de grès tendre, ferrugineux, micacé, jaunâtre à lie-de-vin.	Grès à grain fin, ciment ferrugineux, quartz anguleux isométriques, oxyde de fer et pyrite, quelques très rares fins spicules de Spongiaires.
RD 588	Epaisseur : 20 cm. 590 Calc. argileux en plaquettes bleutées à grises, un peu micacé (muscovite) et pyriteux.	T. r. Reophax sp., Trochammina sp. Bathysiphon sp., Radiolaires, fins spicules uniaxes de Spongiaires.
RD 587	Epaisseur : 10 cm. 589 Grès tendre, ferrugineux, micacé (muscovite).	Grès très fin, à ciment ferrugineux, t. r. Gümbélines, Bathysiphon, Radiolaires.
RD 586	Epaisseur : 15 cm. 588 Calc. argileux en plaquettes bleutées à grises, micacé (muscovite).	Bathysiphon sp., Trochammina sp., Radiolaires, fins spicules uniaxes de Spongiaires.
RD 585	Epaisseur : 25,5 cm. 587 Grès tendre, ferrugineux, micacé, couleur rouille à lie-de-vin.	Grès à quartz isométriques, ciment calcaréo-ferrugineux, muscovite, t. r. Gümbelina cf. globulosa, Haplophragmoïdes, Radiolaires, spicules de Spongiaires.
	Epaisseur : 10 cm. 586 Calc. argileux en plaquettes bleutées à grises, micacé (muscovite).	Haplophragmoïdes, Reophax, Nodellum, Trochammina, Bathysiphon, Radiolaires.
	Epaisseur : 45 cm. 585 Grès tendre, ferrugineux, micacé, de couleur rougeâtre.	Grès à petits quartz anguleux isométriques, ciment calcaréo-ferrugineux rare, oxyde de fer, muscovite, t. r. spicules.

FIG. 30. — *Coupe dans le Campanien, sur la route D. 34, environs de la ferme Cazaux. Coord. : x = 371,300 ; y = 103,430.* Carte 1/20 000. Oloron-Sainte-Marie, n° 3.

avec des filonnets de calcite. En plaques minces, il s'avère être un calcaire grumeleux ou granuleux, détritique, à fond cristallin ou cryptocristallin, très zoogène. J'y ai déterminé des sections de :

Orbitoïdes tissoti SCHLUMBERGER var. *densa* ASTRE (r),
Rotalia trochidiformis LAMARCK (r),
Rotalina cayeuxi de LAPPARENT (c),
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (c),
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (tr),
Goupillaudina daguini MARIE (r),
Dictyopsella kiliani MUNIER-CHALMAS (r),
Meandropsina sp. (tr),
Pithonella sp. (r),

avec d'autres Foraminifères remaniés, parmi lesquels je citerai :

Pseudolituonella reicheli MARIE (tr),
Prealveolina sp. (r),
Ovalveolina sp. (r),

ainsi que des restes de Lituolidés, Verneuilinidés, Buliminidés, Textulariidés, Lagenidés, Polymorphinidés, Miliolidés, des débris d'Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques et Algues. La roche contient de 5 à 40 % de quartz, avec un peu de glauconie, de l'oxyde de fer qui remplit quelques stylolithes, et de rares paillettes de muscovite.

Le même niveau montre aussi de minces lits (10 cm d'épaisseur) de calcaire argileux, ferrugineux, esquilleux, bleu à gris. Il renferme quelques Pithonella et de petits arénacés.

J'ai enfin remarqué un calcaire à grain fin, feuilleté, bleu foncé à noirâtre, se débitant en plaquettes. Il montre, dans un fond cryptocristallin, de rares Radiolaires, de fins spicules de Spongiaires, quelques Pithonella et Globigérines.

En continuant de remonter la série, celle-ci devient de moins en moins carbonatée. Elle est bien visible, pratiquement d'une façon continue, dans les ruisseaux qui coulent vers le Nord : Baysole, Courrèges, Lashies.

Le Santonien, dans la région de Lasseube, aurait une puissance de 300 à 350 mètres.

CAMPANIEN

1. — ZONE A GLOBOTRUNCANA ELEVATA ELEVATA BROTZEN.

C'est une épaisse série gréseuse. Elle est surtout constituée de bancs, d'épaisseur variable (50 cm à 1 m. d'une façon générale), d'un grès massif, pouvant être très micacé (HD. 226), plus ou moins quartziteux. Les quartz (60 à 80 %) sont moyens ou fins, le plus souvent bien classés. Le ciment calcaire ou légèrement ferrugineux (oxyde de fer, pyrite) est assez rare.

C'est ce que montrent les quelques échantillons prélevés, soit dans le Lashies (HD. 233 à 239), soit sur la D. 34 (RD. 537), sur le côté droit en allant vers Lasseube, au sud-sud-ouest de la ferme Jacquet, avant une barraque de cantonnier, vers la borne kilométriques 18. On y trouve de rares débris de Foraminifères : Textulaires, *Frondicularia*, Gümbélines, *Nummofallotia* (*Nonionina*) *cretacea* (SCHLUMBERGER), avec spicules de Spongiaires, petits restes d'Echinodermes, Mollusques et Algues (Mélobésiées).

Il y a de fréquents filonnets de calcite, des éléments de glauconie, paillettes de muscovite et parfois des *« galets mous » de calcaire argileux cryptocristallin.*

Les bancs peuvent montrer des traces de courants ou des pistes variées. D'une couleur bleue à grise, le grès prend quelquefois une teinte jaunâtre à beige par altération superficielle.

Masse arrondie et moussue, il arrive aussi qu'il soit réduit à l'état de sable, à peine consolidé, abondamment micacé et ferrugineux. En surface, sur les chemins, la teinte rouille, ocre ou beige clair domine tandis que la teinte gris-acier est conservée dans les ruisseaux.

Bien que ce grès soit très altéré sur la route D. 34, j'ai relevé une petite coupe détaillée (RD.585 à 600) (*fig.* 30).

Elle est située sur le talus droit de la route départementale en allant vers Lasseube, dans un tournant à l'ouest de la ferme Casaux et au nord de la ferme Ferrat (coordonnées approximatives : $x = 371{,}300$ et $y = 103{,}430$).

Il s'agit d'une alternance de bancs gréseux dont les plus gros niveaux atteignent 50 centimètres, et de marne ou calcaire argileux gris bleuté. Certains bancs de grès présentent à leur surface *des sortes de « hard-ground » au toucher noduleux et des ondulations ressemblant à des « ripple-marks » ou des « convolute lamination ».*

PLANCHE XVII.

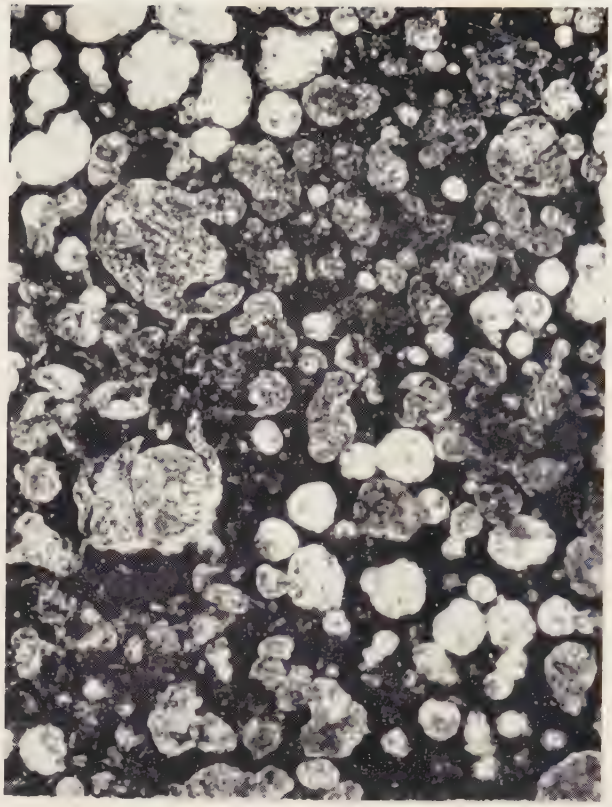
1. *Gisement d'épisyénite à amygdales sphériques. L'altération libère les pisolithes de calcite à pâtine ferrugineuse et la roche prend un aspect spongieux, alvéolaire. Cénomanien.*

2. *Aspect microscopique de la roche éruptive à sphérulites de calcite. Cénomanien. Route de Lasseube (D. 34), ferme Soumet. V. 859* (x 24).

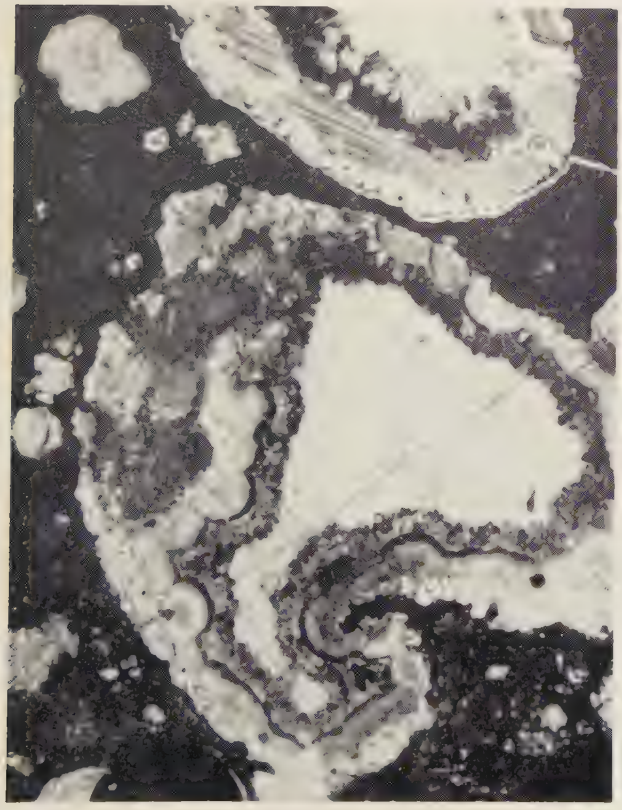
3. *Roche volcanique basique à sphérulites de calcite dont la périphérie est calcédonieuse. Cénomanien. Gisement de la ferme Soumet, route de Lasseube (D. 34), T. 356* (x 30).

4. *Roche volcanique basique à sphérulites de calcite de tailles variées. Cénomanien. Gisement de Pélégria. V. 911* (x 22).

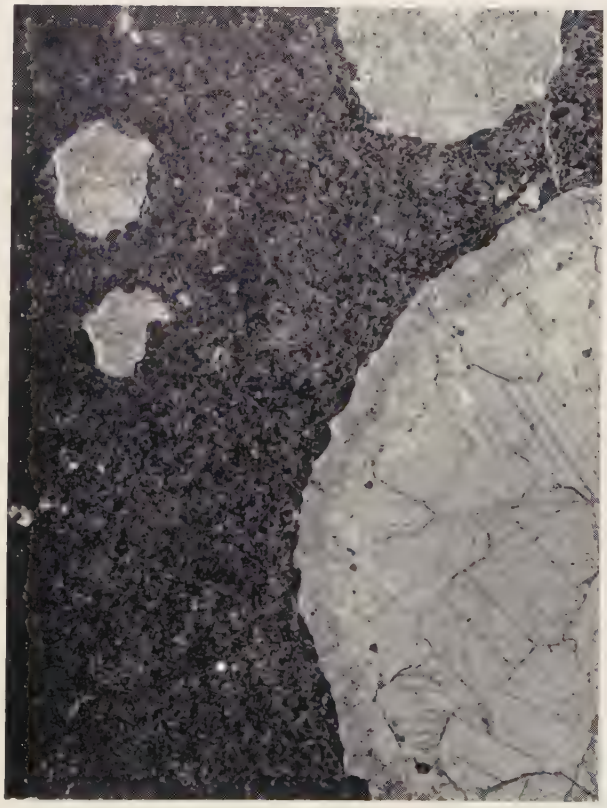
1



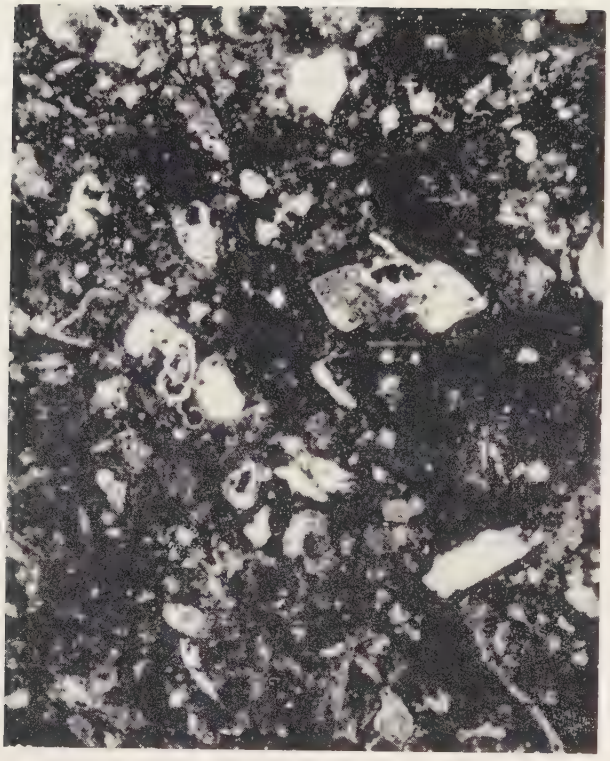
2



3

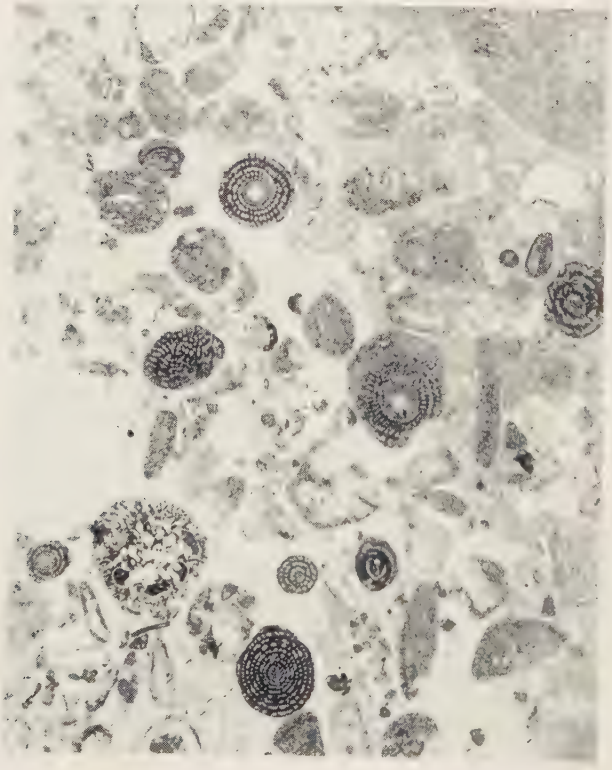


4



1

2



3

4

Ce grès micacé, couleur rouille, parfois lie-de-vin, est tendre, presque sableux. Il est constitué de grains quartzeux isométriques, dans un ciment à prédominance ferrugineuse. Il contient une microfaune peu fréquente, constituée de :

Globotruncana elevata elevata Brotzen (tr),
Globotruncana arca Cushman (c),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Gümbelina globulosa Ehrenberg (r),
Gümbelina punctulata Cushman (tr),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),

avec quelques arénacés, des Radiolaires et spicules de Spongiaires.

Les marnes campaniennes commencent à fournir des Globotruncana en lavages, bien que d'une façon encore très irrégulière, quant à l'abondance.

Dans le ruisseau Courrèges par exemple, au nord de la ferme Guirand, avec un résidu de marne micacée, j'ai trouvé (HD. 383) :

Globotruncana elevata elevata Brotzen (c),
Globotruncana elevata stuartiformis Dalbiez (c),
Globotruncana arca Cushman (f),
Globotruncana fornicata Plummer (f),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (f),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (c),
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau (tr),
Gümbelina globulosa Ehrenberg (r),
Rugoglobigerina rugosa Plummer (r),
Stensioïna exsculpta Reuss (r),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Clavulinoides plummerae (Sandidge) (tr).

Mais, en empruntant le chemin qui remonte des ruisseaux Courrèges et aboutit sur la route nationale 134, à côté de la ferme Goubert, entre les fermes Coustey, Brouca, l'école de Bouillet, les fermes Sarthou, Cousserat et jusqu'à la ligne à haute tension (qui coupe le chemin avant la ferme Péricou), les affleurements de marne dans le talus ne livrent qu'une microfaune, parfois abondante, de Foraminifères arénacés.

Il en est de même dans le sentier qui, partant de la R.N. 134, passe devant les fermes Jungalas, Udée et Pelous.

On peut se demander si une certaine altération de la marne n'a pas eu pour résultat la disparition (la dissolution en quelque sorte) des Globotruncana et de toute la microfaune de Foraminifères perforés, sans doute plus fragiles (voir p. 45).

On trouve également des bancs peu épais (10 à 20 cm) de calcaire gréseux. Il montre, en plaques minces, un fond microcristallin, grumeleux, contenant de 15 à 20 % de quartz de tailles variables, ainsi que de rares pointes de glauconie. Il renferme quelques débris de *Globotruncana* indéterminées, petits Pithonella avec des Verneuilinidés, Miliolidés, Lagenidés.

On rencontre plus rarement des bancs de calcaire microbréchique. Par exemple, le long du ruisseau Courrèges (échantillon HD. 80) (coordonnées approximatives : $x = 374{,}300$ et $y = 102{,}970$).

Il s'agit d'un calcaire bleu, cristallin ou cryptocristallin, à grain fin, microgravelleux et détritique (7 à 10 % de quartz anguleux moyens). Ce calcaire est souvent très zoogène. On y remarque des restes de Foraminifères arénacés divers, Textulaires, Cunéolines, Dictyopsella, Vidalina, Gyroidina, *Siderolites* cf. *vidali* Douville, avec des débris de spicules de Spongiaires parfois calcédonieux, Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques, Algues (Mélobésiées).

Vers le sommet de l'étage, la série semblent devenir plus calcaire. Ce sont toujours des alternances de marnes, puis d'argile finement gréseuse et de grès à ciment calcaire, enfin de calcaire très gréseux.

2. — Zone a Globotruncana calcarata Cushman.

Elle fait une centaine de mètres d'épaisseur et passe sur la D. 34, vers la cote 198.

C'est cependant dans le ruisseau de la Bastarde, parallèle à cette route, qu'on la voit le mieux, l'affleurement étant pratiquement continu.

On y accède par un petit chemin qui, à proximité du km 17 de la D. 34, en haut d'une côte, s'ouvre à gauche, en allant vers Lasseube.

Les échantillons (HD. 319 à 321) de marne gris bleuté à verdâtre, prélevés dans le ruisseau, ont fourni :

Globotruncana calcarata Cushman (r),
Globotruncana fornicata Plummer (f),

PLANCHE XVIII.

1. *T. 358* (x *38*). *Route Lasseube à Bélair (D. 34). Km 22,680. Calcaire argileux, cryptocristallin, à Praeglobotruncana et Rotalipores (dont* Rotalipora cushmani [Morrow]). *Cénomanien supérieur.*

2. *T. 358* (x *38*). *Route Lasseube à Bélair (D. 34). Km 22,680. Calcaire argileux, cryptocristallin, à Praeglobotruncana et Rotalipores (dont* Rotalipora reicheli Mornod). *Cénomanien supérieur.*

3. *X. 468* (x *12*). *Haut-de-Bosdarros. Coupe du Gest. Calcaire microbréchique à Orbitolines, Préalvéolines, Trocholines et Milioles remaniées. Campanien.*

4. *T. 350* (x *17*). *Route de Lasseube à Bélair (D. 34). Km 22. Calcaire cryptocristallin à Pithonella abondants et rares Radiolaires. Turonien.*

Globotruncana plicata White (r),
Globotruncana arca Cushman (c),
Globotruncana stuarti de Lapparent (tr) (très petites),
Globotruncana elevata elevata Brotzen (c),
Globotruncana elevata stuartiformis Dalbiez (c),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (r),
Globotruncana lapparenti angusticarinata Gandolfi (tr),
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau (tr),
Gümbelina plummerae Loetterle (c),
Gümbelina globulosa Ehrenberg (c),
Globigerina cretacea d'Orbigny (c),
Reussella szajnochae Grzybowski (r),
Gyroidina globosa (Hagenow) (r),
Gyroidina mendezensis White (tr),
Stensioïna pommerana Brotzen (r),
Palmula jarvisi Cushman (tr),
Pullenia coryelli White (tr),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (tr),
Nodosaria aspera Reuss (tr),
Dentalina communis d'Orbigny (r),
Dentalina aculeata d'Orbigny (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Ellipsonodosaria sp. (tr),
Pleurostomella torta Cushman (r),
Pseudoclavulina sp. 4 Cuvillier et Szakall (r),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (r),
Trochammina böhmi Franke (tr),
Cribrostomoïdes cretacea Cushman et Goudkoff (tr),
Pelosina complanata Franke (r),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (r),
Nodellum velascoense Cushman (r),
Haplophragmoides sp. (c),
Bathysiphon sp. (c),
Radiolaires (r),
Ostracodes (c),
Dents de poisson (tr).

C'est sur ce niveau zoogène, qui annonce déjà l'explosion de la microfaune du Maestrichtien, que se termine le Campanien. Celui-ci atteint une épaisseur de 2 100 à 2 200 mètres au sud de Lasseube, sans tenir compte des plissements.

MAESTRICHTIEN

1. — Zone a Globotruncana stuarti de Lapparent.

La sédimentation est continue avec l'étage précédent. Les affleurements sont rares et dispersés dans les talus de la D. 34, aussi vaut-il mieux utiliser le lit des divers ruisseaux qui coulent sud-nord et coupent les bancs perpendiculairement.

Ce sont encore des alternances de grès, calcaire gréseux et marneux, ou marne grise, bleue, verdâtre, parfois en plaquettes. *De nombreuses sources s'observent au contact de ces marnes.*

A propos de ces niveaux, J. Seunes (1890) écrivait (p. 86) :

« A 700 mètres environ au sud de Lasseube, on voit sous les alluvions des bancs de calcaire marneux blanc grisâtre ou bleuâtre, gélif, parfois compact, de 15 à 50 centimètres d'épaisseur, alternant avec des marnes dont l'épaisseur atteint jusqu'à 6 mètres. Il s'intercale en différents points des bancs de gres et de sable. Les couches sont relevées jusqu'à la verticale. Les calcaires sont exploités pour la fabrication de la chaux hydraulique, notamment au sud-ouest de Lasseube.

» J'y ai trouvé :

» Nautilus ind.,
» Pachydiscus fresvillensis Seunes,
» Pachydiscus jacquoti Seunes,
» Pachydiscus aff. galicianus Favre,
» Hamites cylindraceus Defr.,
» Hamites resticostatus Seunes,
» Inoceramus impressus Gold.,
» Inoceramus cuvieri Lamarck,
» Ostrea aff. vesicularis Lamarck,
» Stegaster bouillei Cotteau,
» Stegaster altus Seunes,
» Stegaster heberti Seunes,
» Stegaster cotteaui Seunes,
» Gibbaster munieri Seunes. »

Ces alternances de grès et marnes, bien rafraîchies par les ruisseaux, sont visibles par exemple à l'est de Lasseube.

Du pont qui franchit la Bayse, à l'endroit où elle reçoit le ruisseau de Labagnère, c'est-à-dire au sud de la ferme Poujat, il est curieux d'observer l'alternance très nette des bancs. *En relief ce sont les grès ou les calcaires gréseux, durs, redressés pratiquement à la verticale, et en creux les lits érodés de marne verte, un peu indurée sur la surface en contact avec l'eau.* Cela produit, en coupe, une sorte de crénelé.

Les grès sont à ciment calcaréo-ferrugineux, contenant de 60 à 70 % de quartz anguleux, fins à moyens, généralement isométriques, avec traces de glauconie et de muscovite. Ils contiennent, quelquefois, de rares débris de petits Foraminifères arénacés, des restes d'Echinodermes, de Mollusques, Algues (Mélobésiées).

Les calcaires gréseux (jusqu'à 40 % de quartz) sont à fond cristallin ou microcristallin, un peu graveleux. *On y trouve parfois* (HD. 61) *des nodules (galets mous) de calcaire argileux à nombreux Pitho-*

nella, débris de *Globotruncana,* spicules de Spongiaires. D'une façon générale, ils renferment des restes d'*Orbitoïdes,* de *Miscellanea,* de *Pithonella,* ainsi que des débris de Rotaliidés, Miliolidés, Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques et Algues.

Les calcaires argileux et les marnes verdâtres fournissent une abondante microfaune où dominent les Globotruncana.

Je citerai :

Globotruncana stuarti de LAPPARENT (f),
Globotruncana falsostuarti SIGAL (f),
Globotruncana arca CUSHMAN (c),
Globotruncana elevata elevata BROTZEN (r),
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (c),
Globotruncana lapparenti tricarinata QUEREAU,
Globotruncana plicata WHITE (r),
Globotruncana fornicata PLUMMER (c),
Praeglobotruncana citae BOLLI (r),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (c),
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER) (r),
Globigerinella escheri escheri (KAUFMANN) (r),
Pseudotextularia varians RZEHAK (c),
Gümbelina plummerae LOETTERLE (c),
Gümbelina globulosa EHRENBERG (c),
Reussella szajnochae GRZYBOWSKI (tr),
Stensioïna pommerana BROTZEN (r),
Gyroidina globosa HAGENOW (r),
Gyroidina micheliana d'ORBIGNY (tr),
Pithonella cf. sphaerica (KAUFMANN) (r),
Dentalina sp. (aff. cylindroides BROTZEN) (tr),
Dorothia bulleta (CARSEY) (r),
Marssonella oxycona REUSS (r),
Pelosina complanata FRANKE (r),
Trochammina umiatensis TAPPAN (tr),
Ammodiscus incertus d'ORBIGNY (tr),
Radioles d'oursins,
Ostracodes, etc.

Plus à l'est, sur la rive gauche du Lahies, on retrouve ces mêmes niveaux. Continuons de citer J. SEUNES pour les décrire (p. 91) :

« Au-delà du premier passage à niveau que l'on rencontre après Carrey, on voit des bancs de calcaire marneux grisâtre, gris bleuâtre et gélif, séparés par des lits de marne gris-blanchâtre, de marne grise et parfois par des lits de sable ou de grès schisteux :

» Ammonites ind.,
» Inoceramus cuvieri LAMK.

» En suivant l'orientation des bancs à l'est, on trouve sur la rive droite du Lashies des bancs de calcaires grenus, subcristallins, parfois un peu siliceux, intercalés dans des calcaires marneux, gélifs et à cassure conchoïde. Ces calcaires qu'on a exploités pour la construction du viaduc du Lashies, le sont présentement pour l'empierrement.

» On y trouve :

» Pachydiscus fresvillensis SEUNES,
» Stegaster heberti SEUNES,
» Inoceramus cuvieri LAMARCK. »

2. — ZONE A GLOBOTRUNCANA CONTUSA CUSHMAN.

La partie supérieure du Maestrichtien des environs de Lasseube s'observe sur le chemin qui suit la rive gauche de la Baysole. Pour y accéder, on prend la route qui descend vers le sud, juste en face de l'église de Lasseube, puis on tourne à droite au carrefour où se trouve un calvaire. On rencontre d'abord, sur la droite, des calcaires marneux blanchâtres appartenant au Dano-Paléocène. 200 mètres plus loin, on entre dans des niveaux marneux ; marne grise ou verdâtre, contenant de très rares silex, à petits Foraminifères silicifiés, spicules de Spongiaires calcédonieux, dont il ne reste que la trace en matière organique.

Les lavages sur la marne livrent une abondante microfaune, parmi laquelle je citerai :

Globotruncana stuarti de LAPPARENT (c),
Globotruncana contusa (CUSHMAN) (c),
Globotruncana arca CUSHMAN (c),
Globotruncana mayaroensis BOLLI (r),
Globotruncana fornicata PLUMMER (r),
Gümbelina plummerae LOETTERLE (c),
Gümbelina globulosa EHRENBERG (c),
Pseudotextularia varians RZEHAK (c),
Ventilabrella eggeri CUSHMAN (r),
Planoglobulina acervulinoides EGGER (c),
Reussella szajnochae GRZYBOWSKI (tr),
Globigerinella escheri escheri (KAUFMANN) (r),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (r),
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER) (r),
Stensioïna pommerana BROTZEN (r),
Bulimina aff. brevis d'ORBIGNY (r),
Verneuilina bronni REUSS (tr),
Dorothia bulletta PLUMMER (r),
Pelosina complanata FRANKE (c),
Ammodiscus incertus d'ORBIGNY (r),
Trochammina umiatensis TAPPAN (tr),
Bathysiphon sp. (c).

Il s'agit du niveau dit des « *Marnes de Nay* », *très peu développé d'ailleurs au sud de Lasseube*[1], *qui correspond à une disparition des apports détritiques et à une sédimentation carbonatée tranquille. Elles sont plus caractéristiques dans le lit du Lashies par exemple, où elles atteignent 600 à 700 mètres, avec une épaisseur de 1 200 mètres pour l'ensemble du Maestrichtien.*

1. Les alluvions de la Bayse et de la Baysole en masquent une grande partie.

Ces marnes étaient exploitées (F. DAGUIN, 1948, p. 199) à Bécas-de-Haut et à Moundirat, pour pierre à chaux, entre la voie ferrée de Laruns et la route de Rébénacq.

Au sud de Lasseube, le Maestrichtien ne représente que 700 mètres de Flysch, dans sa totalité.

Nous verrons que, plus à l'ouest, dans la région d'Estialescq, l'horizon des « Marnes de Nay » revêt un faciès légèrement différent, plus calcaire (voir p. 128).

Le Danien va continuer la période de stabilité sédimentaire déjà commencée avec les « Marnes de Nay ». D'une épaisseur de 10 à 20 mètres, il ne peut être lithologiquement séparé du Paléocène inférieur. L'ensemble de ces deux entités stratigraphiques constitue la formation des « *Calcaires de Lasseube* ».

En effet, les coteaux situés à l'est et à l'ouest de Lasseube sont formés de calcaire marneux blanchâtre à grisâtre, conchoïde, de calcaire blanc crème, lithographique. Ces calcaires anciennement exploités, ont livré une macrofaune à SEUNES (1890) qui a recueilli, à l'ouest de Lasseube, à Radigou et vers Tiret :

Jeronia pyrenaica SEUNES,
Echinocorys pyrenaicus SEUNES,
Coraster marsôoi SEUNES,
Cidaris beaugeyi SEUNES (radioles).

C'est dans cette région que l'auteur a pris les types de ces divers oursins.

Plus au nord, enfin, ce sont les niveaux marneux, calcaires et sableux du Paléocène et les argiles bigarrées du Trias. Ce Keuper constitue probablement le cœur de la structure anticlinale de Lasseube. Le gypse a été exploité derrière le cimetière (J. SEUNES). *Les argiles rouges sont accompagnées, à la carrière Houreu (est de Lasseube), de calcaire dolomitique de l'Infra-Lias à Lias inférieur* (voir p. 202).

CHAPITRE X

D'ESTIALESCQ A PRECHACQ

La région qui fait suite, à l'ouest, à celle de Lasseube, sur la rive droite du gave d'Oloron, se compose essentiellement d'une plaine alluviale et de coteaux boisés.

D'Estialescq à l'ouest, jusqu'au pont de Préchacq et l'embouchure du Joos à l'est, avec Cardesse au nord et Oloron-Sainte-Marie au sud, les alluvions quaternaires constituent des plateaux étagés, drainés de part et d'autre, par le gave d'Oloron et l'Auronce.

Puis *on arrive brusquement, lorsqu'on emprunte les diverses routes montant vers le nord, devant une côte assez abrupte qui annonce la présence du substratum flysch Crétacé supérieur.* Ce pays est alors découpé en collines et vallons pentus.

Mise à part la région au sud de l'Auronce, les directions des ruisseaux deviennent N.-N.O., allant déverser leurs eaux dans la vallée du gave de Pau. *Le « mur danien », surtout visible entre Lasseube et Estialescq, présente une pente raide au sud et douce au nord.*

Le Crétacé supérieur, dans cette région, est recouvert par la formation des poudingues de Jurançon (Burdigalien, Helvétien, Tortonien inférieur), ensemble détritique de piémont, plus ou moins consolidé, avec alternances de poudingues, molasse, marne et rarement petits bancs de calcaires. *Les pendages, qui affectent ce Miocène, mettent en évidence des rejeux récents. D'ailleurs, la dissymétrie des vallées (flanc est abrupt et flanc ouest très doux) semble indiquer un basculement tendant à la surélévation de la partie est, avec, en plus, un mouvement de gauchissement, contrecoup d'une poussée venue du sud.*

Surtout constitué de Crétacé supérieur élevé (Campanien et surtout Maestrichtien), le repli synclinal, immédiatement au sud d'Estialescq, montre un pays de forêts de châtaigniers, hêtres et chênes. Ce sont par exemple les bois de Goës et de Précilhon. On y voit çà et là, le long des chemins, des bancs de grès micacés, de grès schisteux et de marnes grises (J. SEUNES, 1890, p. 84). Mais on y trouve aussi des landes incultes et désertes, ravinées par les eaux de pluie qui stagnent longtemps sur ces terrains plutôts argileux, où poussent ajoncs, genêts et fougères.

Les marnes et calcaires argileux du Maestrichtien supérieur ont donné lieu à l'ouverture de nombreuses carrières, *comme en témoignent, sur la carte, l'appellation de « Marlères » pour cette région.* Ces marnières sont à présent abandonnées pour la plupart et envahies par les ronces.

Plus à l'ouest, le pays n'offre plus guère de particularité, sinon d'être essentiellement constitué de Miocène ou de Quaternaire, et de ne laisser que de *rares « fenêtres d'observation » sur le monoclinal Crétacé supérieur, qui s'infléchit peu à peu vers le nord, pour prendre une direction N.O.-S.E.*

SENONIEN INFERIEUR

SANTONIEN.

Le Sénonien inférieur affleure sporadiquement sur les deux rives du gave d'Oloron, depuis le sud de Ledeuix au nord d'Oloron-Sainte-Marie, jusqu'aux environs de Préchacq, avec la seule interruption d'une langue de Campanien au sud de Saucède dont je reparlerai plus loin.

Ce Santonien montre plusieurs aspects lithologiques : à la fois des bancs de grès, de calcaire et des lits de marne grise en plaquettes litées.

Le grès peut être plus ou moins quartziteux, tel cet échantillon (D. 273) prélevé sur la rive droite du gave en face d'Aren. On y observe de 80 à 90 % de quartz anguleux, moyens, le ciment très rare, est calcaréo-argileux et ferrugineux, avec de petits grumeaux argileux. On voit également des traces de glauconie, de la pyrite, de l'oxyde de fer, ainsi que de rares filonnets de calcite.

Le calcaire se présente sous différents microfaciès. On rencontre (D. 270 - V. 890) : un calcaire microcristallin, légèrement gréseux (5 à 7 % de quartz), ferrugineux et glauconieux, à Textulaires, *Spiroplectammina, Pithonella,* Milioles, *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY, Buliminidés, Verneuilinidés, Polymorphinidés, Echinodermes ;

Ou bien, comme au nord de l'embouchure du Vert (D. 263-264), un calcaire cryptocristallin grumeleux, glauconieux, généralement très ferrugineux, avec des

grumeaux argileux et de peu fréquents petits quartz (5 à 7 %). On y trouve, avec des Pithonella, de rares Globigerina cretacea d'Orbigny, ainsi que de fins spicules d'Alcyonaires ?

Enfin (D. 262-265, V. 891), un calcaire gréseux (de 15 à 40 % de quartz anguleux de tailles variables, rarement très gros, comme dans l'échantillon prélevé au pont sur le Vert, au nord de Moumour). Cette roche contient des paillettes de muscovite, de la pyrite, de la glauconie, avec quelques restes organiques, tels que débris de Textulaires, Spirillina, Pithonella, spicules de Spongiaires, Echinodermes, Mollusques, Algues.

La marne grise prélevée en divers endroits : environs du barrage de Ledeuix, centrale de Moumour, embouchure du Laberou (ruisseau, rive droite du gave), barrage au sud de Poey, captage d'eau d'Aren, ou en amont du pont de Préchacq, etc., n'a jamais fourni une microfaune abondante (D. 277, 348, V. 915...).

Quelques rares Globotruncana, dont :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (r),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globotruncana arca Cushman (r),

avec des débris indéterminables de Gümbélines, on ne rencontre que des Foraminifères arénacés, sans grande signification :

Marssonella oxycona Reuss (r),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (r),
Bathysiphon sp., parfois seuls restes pyritisés (c ou f),
Trochammina sp. (r),
Haplophragmoides sp. (r),
Textularia sp. (tr),

ainsi que de très rares Ostracodes.

En fait, le Santonien affleure peu dans cette région. Mises à part les rives du gave d'Oloron, il ne semble exister que les affleurements de la Coste, au sud du village de Poey.

Arrivé à ce village, on quitte la route départementale 27 qui court parallèlement au gave d'Oloron sur la rive droite, pour prendre, sur la gauche, un chemin qui, après multiples détours, arrive à la vieille église du village, endormie dans son site boisé.

Au sud de l'église, un sentier descendant vers la vallée laisse voir des affleurements de Flysch Sénonien inférieur. Le chemin en pente qui se dirige vers l'est, recoupe peu à peu tous les bancs.

Il s'agit d'abord d'*un calcaire ferrugineux, rougeâtre à lie-de-vin,* qui alterne avec une marne argileuse, en plaquettes grises à noirâtres.

Ce calcaire (HD. 403 et 394) est grumeleux, à fond microcristallin. Il présente quelques lits siliceux ou quartzeux jusqu'à 20 %). Stratifié, il est pyriteux, micacé (quelques paillettes de muscovite) et glauconieux. On y trouve des restes de Textulariidés, Verneuilinidés, Miliolidés, Lagenidés, Polymorphinidés, avec Cunéolines, *Nummofallotia* (*Nonionina*) *cretacea* (Schlumberger), Pithonella, Gümbélines, des débris de Globotruncana (dont (*G. lapparenti lapparenti* Brotzen), et de fins spicules d'Alcyonaires ?

La marne (HD. 392) ne contient que de rares Foraminifères arénacés : Ammodiscus gaultinus Berthelin, Haplophragmoïdes sp., Bathysiphon sp. et Radiolaires.

En continuant de descendre le même chemin, une cinquantaine de mètres plus loin, des bancs de calcaire gris, gréseux, à grain fin (40 à 50 % de petits quartz anguleux, isométriques) apparaissent, avec de minces lits de grès minacé plus ou moins contournés. *Ce calcaire montre de nombreuses traces de Fucoïdes filiformes.*

Cinquante mètres encore et de petits bancs de grès, de 5 centimètres d'épaisseur, attirent le regard juste avant un grand tournant du chemin. On y remarque, avec des terriers de vers, des « cuillerons de courant » (« Flute-casts ») (voir chapitre IV, p. 31). Le grès (HD. 395) granuleux à grumeleux, contient de 50 à 60 % de petits quartz anguleux ainsi que des paillettes de muscovite ; son ciment est calcaire.

Dans le thalweg, à l'est du sentier, au nord-nord-est de la cote 188, près d'un petit abreuvoir, du calcaire gréseux bleuté affleure en bancs subverticaux de 20 centimètres d'épaisseur. Il s'agit d'un calcaire (HD. 396) à structure microcristalline, graveleux, contenant de 40 à 50 % de petits quartz anguleux, avec de la pyrite en granules et des éléments de glauconie. On y reconnaît de très rares débris de Foraminifères pyritisés. Il alterne avec une marne argileuse noire, en bancs de même épaisseur, qui a fourni en lavages (HD. 397) avec des paillettes de muscovite, du quartz et de la pyrite :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti bulloïdes Vogler (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Verneuilina cretacea Cushman (tr),
Haplophragmoides excavata Cushman et Waters (r),
Pelosina complanata Franke (c),
Stensioïna excolata Reuss (r),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (r),
Reophax sp. (r),
Cribrostomoïdes sp. (r).

Cette même marne noire à grise se trouve dans le thalweg, à l'est de la ferme l'Estrate, au nord de la cote 222. On y observe le contact du Quaternaire (Terrasse Fw) avec le Flysch. Mais le lavage (HD.

398) n'a, cette fois, fourni qu'une misérable microfaune de Trochammina sp.

La région qui environne le pont sur le gave d'Oloron, entre Préchacq-Josbaig et Préchacq-Navarrenx, est intéressante pour plusieurs raisons :

C'est là qu'on trouve *la jonction entre ce que j'ai appelé le « pays calcaire » et le « pays gréseux »*.

Ce contact n'est pas normal, et *il faut supposer une faille dirigée N.N.O.-S.S.E. à l'ouest du pont.*

J. Henry (S.N.P.A.-R.G. n° 328) faisait déjà passer un accident dans cette région. On en perd le tracé, au nord et au sud, à cause des terrasses alluviales qui le recouvrent.

On doit, toutefois, constater la présence du Sénonien inférieur, surtout sur la rive droite du gave, tandis qu'affleure du Cénomanien supérieur sur la rive gauche. J'étudierai ce dernier avec la région de Josbaig (voir p. 153 et fig. 31).

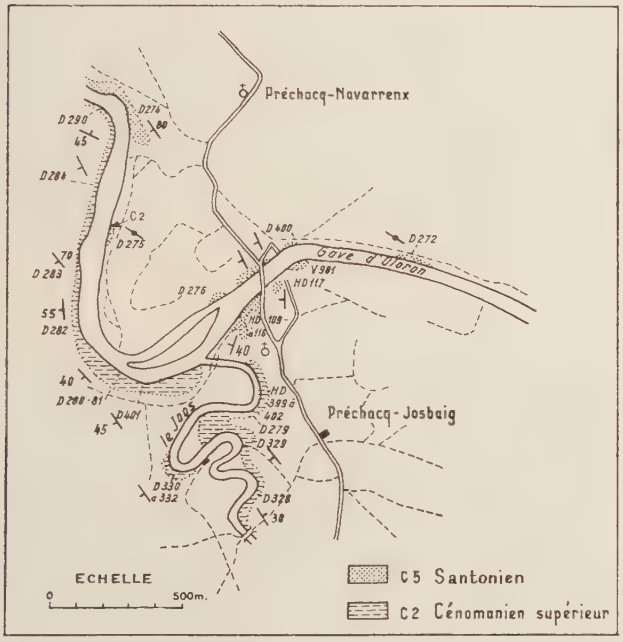


Fig. 31. — *Carte des environs du pont de Préchacq.*

Lorsqu'on arrive au pont de Préchacq, nouvellement construit, on remarque un bel affleurement, sur lequel est assis, rive droite, un pilier de l'édifice.

Sur la rive gauche, moins raide et plus dégagée de végétation, on peut descendre par un petit sentier de chèvres pour étudier un autre affleurement qui fait vis-à-vis au premier cité.

Il s'agit d'alternances de calcaire gréseux bleuté ou beige clair, et de marnes en plaquettes, de couleur kaki, gris-brun ou gris-blanchâtre, avec quelques traces ou pistes visibles. Il est possible de suivre le même affleurement en empruntant le chemin au bord immédiat du gave. Après une ferme, il remonte ensuite parallèlement au pont, vers une grange, avant de rejoindre la route plus au sud.

Un gisement réduit s'observe sur la même rive, de l'autre côté du nouveau pont, en allant vers les ruines de l'ancien. On y reconnaît un calcaire marneux gris à noirâtre, lité, en plaquettes. Le même calcaire alternant avec des bancs de marne, se voit en face sur la rive droite.

Les lavages dans la marne blanchâtre à grisâtre, à grain fin, ont fourni une microfaune qui, tout en se rattachant encore à du Santonien élevé, annonce la proximité du Campanien, dont on découvre, d'ailleurs, quelques affleurements le long du gave, à l'est de Préchacq (voir plus loin, p. 124).

On peut citer (D. 272, V. 981, HD. 111-114 à 116) :

Globotruncana asymetrica Sigal (tr),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler (tr),
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau (tr),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (r),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Rugoglobigerina rugosa (Plummer) (tr),
Valvulineria allomorphinoides Reuss (tr),
Planulina taylorensis Carsey (tr),
Pithonella sp. (r),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Reophax minuta Tappan (r),
Ammobaculites junceus Cushman et Applin (tr),
Arenobulimina torula Tappan (tr),
Entosolenia orbignyana (Seguenza),
Bathysiphon alexanderi Cushman (c),
Ammodiscus incertus Berthelin (r),
Ammodiscus gaultinus d'Orbigny (r),
Pseudoclavulina sp. (tr),
Trochammina sp. (*cf.* umiatensis Tappan) (tr),

avec quelques Radiolaires, spicules uniaxes de Spongiaires et radioles d'oursins. Il faut signaler enfin, qu'un lavage (D. 274) montre déjà des *Globotruncana* aff. *elevata elevata* Brotzen, qui vont ensuite se multiplier et caractériser le Campanien.

Les bancs calcaires donnent, en lames minces, un calcaire microcristallin, légèrement gréseux (2 à 3 % de quartz) et pyriteux (D. 275) ou bien (D 400 *b* et HD. 110-112-113) un calcaire graveleux à grumeleux, à fond cristallin.

Ils contiennent des restes d'Ammobaculites, Textulaires, Spiroplectammina, Milioles, Pithonella, Rotalia, de rares Globotruncana (dont *G. lapparenti lapparenti* Brotzen), avec des débris de Radiolaires pyritisés, des spicules de Spongiaires, des Ostracodes et des Algues (Mélobésiées). On y remarque des traces de glauconie, et parfois des passées de calcaire

cryptocristallin à Pithonella, très rares spicules de Spongiaires.

On rencontre, aussi (HD. 117), un calcaire cryptocristallin, un peu argileux, à Pithonella, *Globigerina cretacea* d'Orbigny, rares Globotruncana bicarénées, Radiolaires et fins spicules de Spongiaires, montrant des zones cristallines et grumeleuses, avec quelques petits quartz (3 à 5 %) et des filonnets de calcite.

SENONIEN SUPERIEUR

Campanien.

Les premiers affleurements de Campanien sont visibles dans la grande boucle que fait le gave d'Oloron, au sud de Saucède.

Un lavage (D. 268), dans un échantillon de marne grise, prélevée à l'ouest de la ferme Lannepugès, dans le lit du gave, au sud du village de Saucède (coordonnées : x = 355,290 et y = 111,520) a fourni une association assez caractéristique :

Globotruncana elevata elevata Brotzen (r),
Globotruncana elevata stuartiformis Dalbiez (r),
Globotruncana arca Cushman (r),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globotruncana aff. plicata White (tr),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (f),
Globotruncana lapparenti bulloides Vogler (tr),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Rugoglobigerina rugosa (Plummer) (r),
Gümbelina globulosa Ehrenberg (r),
Gümbelina pseudotessera Cushman (tr),
Ammobaculites sp. (tr).

Un autre échantillon de marne (V. 916), pris sur le bord du gave, directement au sud de l'église de Saucède, livre également des *Globotruncana elevata elevata* Brotzen.

Ce faciès alterne avec un grès (D. 269) à ciment calcaréo-argileux, contenant de 60 à 70 % de quartz isométriques (100 µ), des traces de glauconie, pyrite et oxyde de fer. On y observe aussi des paillettes de muscovite, de petits plagioclases et de la tourmaline.

Selon J. Seunes (1890, p. 83), au nord d'Estos et de Ledeux (Ledeuix, sur la carte), on voit affleurer le long des tranchées de la route d'Oloron à Cardesse, des grès, des sables et des marnes.

Au nord du ruisseau de l'Aurance (l'Auronce, sur la carte), on rencontre, le long de la même route, des grès argileux, parfois durs, micacés, roussâtres, alternant irrégulièrement avec des marnes, à plongement nord-ouest.

On trouve, en effet, surtout dans le lit de l'Auronce où l'on observe les meilleurs affleurements, de gros bancs de grès alternant avec de la marne grise.

Ce grès, souvent à grain très fin (P. 705-722), le plus fréquemment azoïque ou à très rares petits débris de Foraminifères, se transforme par altération en un grès micacé pulvérulent, tendre, ferrugineux (P. 716), pour aboutir, au stade final de la transformation, à un sable jaune à rouille contenant d'abondantes paillettes de muscovite. Les éléments siliceux sont pour la plupart d'aspect dépoli et parfois agglomérés en petits granules (P. 800). On connaît aussi ce même faciès sableux dans la région de Lasseube (voir p. 116).

La marne, un peu gréseuse elle-même, avec de nombreux débris limonitisés et des paillettes de mica (muscovite), ne livre souvent qu'une microfaune de Foraminifères arénacés sans grande importance et fournit, plus rarement, une association de Globotruncana.

Dans l'ensemble, on peut citer (P. 717, 732, 737, 798, etc.) :

Globotruncana elevata elevata Brotzen (c),
Globotruncana elevata stuartiformis Dalbiez (c).

Ces deux formes caractérisent le niveau. Elles sont fréquentes, par exemple dans un échantillon (P. 737) prélevé dans le lit de l'Auronce (coordonnées : x = 356,800 et y = 111,070), de même que dans celui ramassé dans le même ruisseau (en x = 359,150 et y = 109,230).

On reconnaît aussi :

Globotruncana arca Cushman (c),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (f),
Globotruncana canaliculata (Reuss) (tr),
Globotruncana rosetta (Carsey) (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Gümbelina glabrans Cushman (tr),
Gümbelina nuttalli Voorwijk (tr),
Gümbelina deformis Kikoine (r),
Stensioïna exsculpta Reuss (r),
Flabellina interpunctata Marck (tr),
Bulimina limbata White (r),
Verneuilina cretacea Cushman (tr),
Pseudoclavulina sp. 4 Cuvillier et Szakall (tr),

PLANCHE XIX.

1. *Route de Lasseube (D. 34), environs de Latourngarie. Faciès de décalcification du Flysch, avec petits prismes siliceux, montrant « en pointillé » la trace des anciens lits continus. Coniacien.*

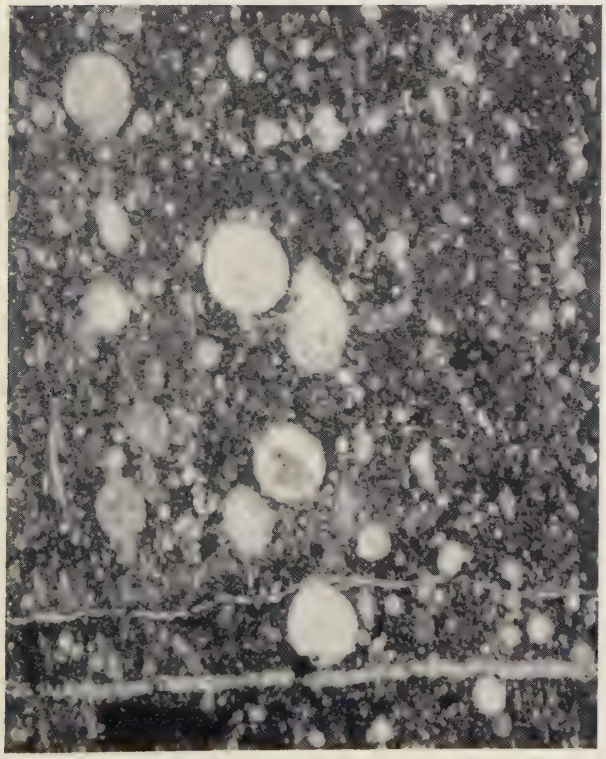
2. *Route de Lasseube (D. 34), environs de Guirouil. Flysch altéré : marne ou argile grisâtre et grès sableux ocre. Turonien.*

3. T. 349 (x 37). *Route de Lasseube (D. 34). Calcaire argileux à gros Radiolaires. Turonien.*

4. *RD. 626 (x 36). Carrière à proximité du ruisseau Soumet. Calcaire argileux, légèrement gréseux, à nombreux gros spicules uniaxes de Spongiaires. Coniacien.*

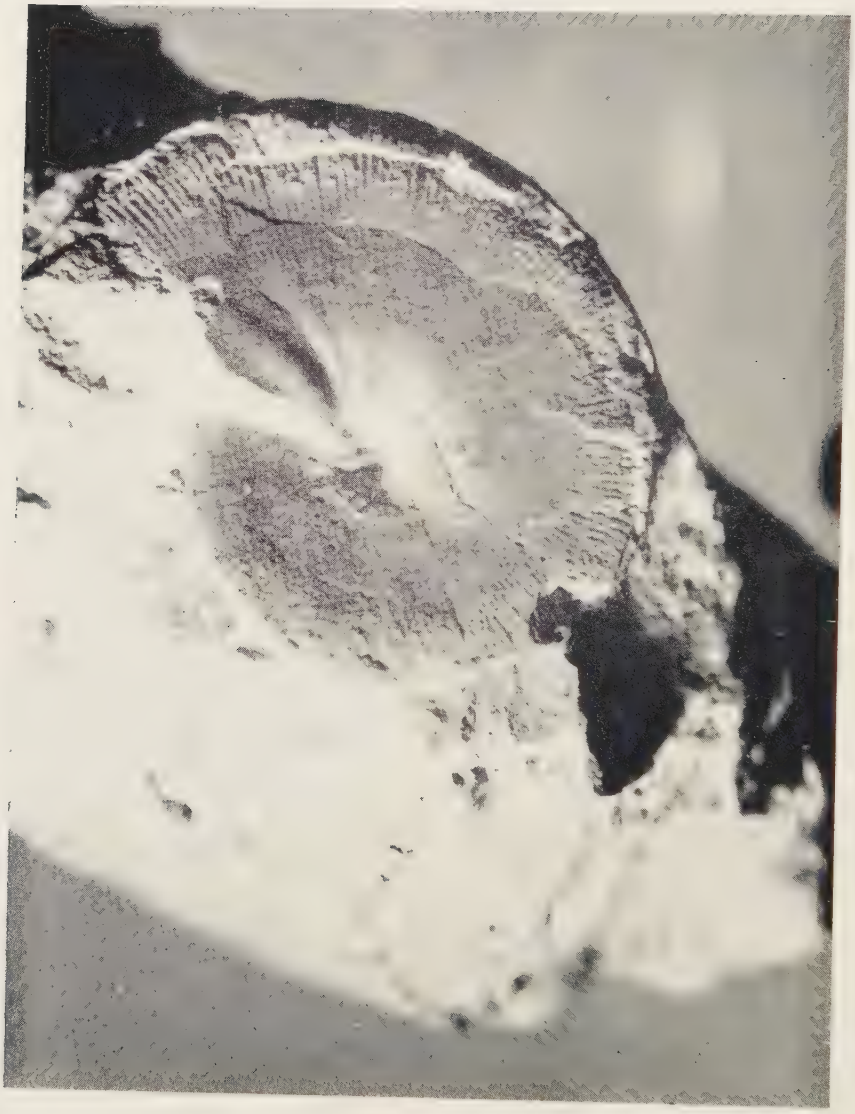
1

2



3

4



Pelosina complanata FRANKE (r),
Ammodiscus incertus d'ORBIGNY (r),
Glomospira charoides (PARKER et JONES) (r),
Textularia sp. (tr),

ainsi que des *Bathysiphon sp.* et des *Haplophragmoides sp.*, parfois nombreux et pyritisés, comme dans l'échantillon (P. 703) prélevé sur le bord de la route Oloron-Lasseube (en x = 360,350, et y = 108).

Un bon exemple de la série rythmique de ce Campanien s'observe au sud d'Estialescq, sur le côté gauche de la route D. 24, en allant vers Oloron, lorsque l'on remonte sur les collines après avoir traversé l'Auronce. Il s'agit d'un gisement assez réduit, dont les coordonnées approximatives sont : x = 365,130 et y = 105,530 ; de direction N.-N.E., le pendage est de 70°.

C'est d'abord un banc de 33 centimètres de calcaire argileux (RD. 662), légèrement ferrugineux, couleur ocre à grisâtre, dur. Le fond de la roche est cryptocristallin, avec 3 % de quartz environ. Le contenu organique restreint, ne fournit que de rares Pithonella, Gümbélines, Globigérines, et de fins spicules de Spongiaires.

En montant, on passe à un lit de marne grise sur 12 centimètres de haut (RD. 663). On y trouve *Globotruncana elevata* s.l., *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, *Globotruncana arca* CUSHMAN, avec *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY et de rares Gümbélines.

Le troisième élément est un grès (RD. 664), à ciment calcaréo-ferrugineux, de couleur rouille, en petits lits bien individualisés de 7 centimètres d'épaisseur. Il contient de 50 à 60 % de quartz anguleux de taille variable (50 à 300 μ), parfois corrodés, avec un peu de glauconie, pyrite et oxyde de fer. Microbréchique, il montre des débris de calcaire grisâtre avec des restes de Rotaliidés, Lagenidés, spicules de Spongiaires, Echinodermes, Mollusques et Algues (Mélobésiées). La série reprend identique au-dessus.

Le niveau à *Globotruncana calcarata* CUSHMAN du Campanien terminal se poursuit également dans cette région et permet de tracer la limite supérieure de l'étage.

Je l'ai rencontré en trois endroits différents :

— A l'ouest de Lasseube, dans le lit de l'Auronce, 600 mètres au sud de la ferme Payssas (V. 877), en x = 366,920 et y = 105,100 (carte au 1/20 000 Pau n° 7).

— Dans l'Auronce encore, au nord de Ledeuix, en x = 459,350 et y = 108,800 (carte au 1/20 000 Pau n° 6) (P. 718).

— Au nord de Saucède, dans un petit ruisseau (P. 801), en x = 354,850 et y = 112,470 (carte au 1/20 000 Pau n° 5).

Ces trois échantillons de marne grise ont fourni en lavage, une microfaune composée de :

Globotruncana calcarata CUSHMAN (tr),
Globotruncana elevata elevata BROTZEN (c),
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ (c),
Globotruncana arca CUSHMAN (c),
Globotruncana fornicata PLUMMER (c),
Globotruncana canaliculata (REUSS) (tr),
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (f),
Globotruncana rosetta (CARSEY) (r),
Gümbelina nuttalli VOORWIJK (tr),
Gümbelina globulosa EHRENBERG (r),
Gümbelina deformis KIKOINE (tr),
Bulimina limbata WHITE (r),
Dorothia retusa CUSHMAN (tr),
Bolivinoides trinitatensis CUSHMAN et JARVIS (tr),
Marssonella crassa MARSSON (tr),
Marssonella oxycona REUSS (tr).

Dernièrement, le trou sismique n° 360 du profil SP2N4 a retrouvé le niveau à *Globotruncana calcarata* CUSHMAN, dans une marne gris bleuté, à 30 mètres de profondeur. Ses coordonnées sont : x = 356,500 et y = 111,05 (carte au 1/20 000 Pau n° 5)[1].

Compte tenu d'un pendage moyen de 40°, l'épaisseur de ce Campanien, dans la région au sud de Cardesse, où je l'ai observé le plus favorablement malgré les grands placages de Quaternaire et de Molasse, atteint une valeur approximative de 1 000 mètres.

Cette épaisseur est moins importante que dans la région de Lasseube, conclusion qui va dans le même sens que l'observation directe sur le terrain, où *on a l'impression d'une réduction des couches en allant vers l'ouest.*

MAESTRICHTIEN.

Il faut signaler, à la base de cet étage, la présence d'un niveau à nombreuses *Rugoglobigerina rugosa* PLUMMER, qui semblent se développer au-dessus de la zone à *Globotruncana calcarata* CUSHMAN.

Je ne peux cependant en indiquer ici la puissance et la place exacte, puisque ce sont plusieurs échantillons isolés qui me l'ont fait remarquer. Il s'agit d'un lit de marne affleurant dans le talus du chemin de la ferme Lassale (N.-N.O. de l'église d'Estialescq

1. Trou sismique opéré par la C.G.G. (Compagnie générale de Géophysique) pour le compte de la S.N.P.A. (Société nationale des Pétroles d'Aquitaine).

PLANCHE XX

Epiphylloceras mikobokense COLLIGNON.

Gisement fossilifère entre Cardesse et Ledeuix, sur le bord de la route D. 9 (x = 360,600 et y = 109,520) (échantillon RD. 551) *dans un calcaire argileux, crème, du Maestrichtien. Grossissement : × 3 environ* (cliché J. Henry).

- V. 998) ; de la ferme Sombielle (N.-O. du village d'Estialescq - V. 999) ; dans un ruisseau en $x = 362{,}450$ et $y = 107{,}915$ - (P. 699) et au nord de Saucède (P. 795-796), sur la rive droite de l'Auronce (en $x = 355{,}150$ et $y = 112{,}400$).

En dehors de ce niveau, *ce Maestrichtien ne diffère sensiblement pas de celui que j'ai déjà décrit dans la région de Lasseube.*

Pour ne pas alourdir le texte, je me contenterai donc d'une coupe à travers une partie de cet étage, de façon à étudier quelques séquences avec les différents faciès représentés. Je terminerai par quelques observations sur les carrières typiques que j'ai visitées.

Tout comme le Campanien, la puissance de cet horizon se réduit vers Préchacq, tandis que les couches prennent une direction nord-ouest ; de 1 000 à 1 100 mètres au sud de Cardesse, l'épaisseur passe à 300 mètres au nord de Saucède.

Le long de la départementale 9 qui va de Ledeuix à Cardesse, à 3 kilomètres au S.-S.O. de cette dernière localité, après un tournant assez accentué de la route, on trouve dans le talus un important affleurement de Maestrichtien.

J. Seunes (1890, p. 83) donne une bonne description de ce niveau, qu'il décrit ainsi : « A partir du km 6,6, la route coupe en tranchée des bancs calcaires marneux blanc-grisâtres ou bleuâtres, de grès et de marnes. Plongement 45° environ au N.-E. Les calcaires renferment :

» Inoceramus cuvieri (de grande taille) Lamarck.

» Vers le km 6,75, les bancs de grès sont rares. A partir du km 6,8, les grès se réduisent à des lits de grès schisteux intercalés au milieu de bancs de calcaires gélifs à cassure conchoïde, atteignant 60 centimètres d'épaisseur et séparés par des lits de marne.

» Inoceramus impressus Gold.,
» Inoceramus cuvieri Lamarck,
» Ostrea vesicularis Lamarck. »

Il s'agit, en fait, de bancs alternants de calcaire gréseux, calcaire marneux ou calcaire dur, à grain fin, gris à bleuté. La coupe que j'ai levée a pour coordonnées approximatives : $x = 360{,}600$ et $y = 109{,}520$, (voir *fig.* 32).

Le calcaire gréseux, de couleur rouille, ferrugineux, est à fond cristallin, contenant une proportion plus ou moins grande de quartz anguleux, anisométriques. Quelques bancs présentent un *graded-bedding*. Ce calcaire est microbréchique, grossier à la base, avec de nombreux quartz arrondis, usés, devenant un calcaire gréseux à grain fin au sommet. J'y ai également découvert des *ripple-marks* sur la surface supérieure ou bien des pastilles argileuses (galets mous), prises dans la masse de certains lits.

Cette roche contient de rares débris, parfois remaniés : Arénacés, reste d'Orbitolines (RD. 552), Bigenerina, Anomalina, Planulina, Pithonella, *Rotalina cayeuxi* de Lapparent (RD. 569-572), *Orbitoides media* (d'Archiac), débris de Polypiers, Echinodermes, nombreux restes de Bryozoaires, Mollusques (gros débris ou prismes d'Inocérames).

Le calcaire argileux est gris-blanchâtre et d'apparence noduleuse. *Cette pierre gélive montre des impressions rondes,* qui peuvent être grande comme une pièce de cinq francs. *L'humidité n'étant pas la même à l'intérieur de la roche et à la surface, le gel occasionne le départ de ces esquilles.*

C'est dans ce niveau que j'ai trouvé une petite Ammonite, déterminée par le général M. Collignon comme étant : *Epiphylloceras mikobokense* Coll. (Pl. XX).

M. M. Collignon m'a aimablement communiqué la diagnose suivante :

« Il s'agit d'un Phylloceratidae extrêmement intéressant, appartenant à ce groupe du Crétacé supérieur, en particulier du Maestrichtien, que j'ai appelé *Epiphylloceras* Coll. 1956 (Ammonites néocrétacées du Menabe. IV - Les Phylloceratidae, p. 12-13) et dont le type est *Epiphylloceras suryas* Forbes. L'Ammonite communiquée ne paraît différer en rien (sauf son écrasement qui empêche de voir la région externe, et la cloison est malheureusement invisible) de mon *Epiphylloceras mikobokense* Coll. (*id.* 24, pl. II, *fig.* 3-3 *a* ; pl. IV, fig. 5-5 *a*, 5 *b*), et ceci n'a rien d'étonnant depuis que j'ai reconnu, tout au long de mes recherches sur le Crétacé supérieur, que la plupart des espèces *maestrichtiennes,* décrites tant du calcaire à Baculites du Cotentin, que de la région sous-pyrénéenne (Seunes), se retrouvaient à Madagascar, en particulier dans le Mikobokense, que j'ai longuement exploré en 1952-1957.

» Exemplaire à dénommer : *Epiphylloceras mikobokense* Coll. Maestrichtien inférieur : zone à *Pachydiscus neubergicus* et *Pachydiscus gollevillensis.*

» Cet échantillon, probablement unique, a une très grande importance, car le genre *Phylloceras sensu lato,* extrêmement rare au Crétacé supérieur, en particulier au Maestrichtien, *n'avait pas encore été cité dans les dépôts de cet étage, en France et probablement en Europe occidentale.* »

Les lavages dans ce niveau ont donné une assez abondante microfaune du Maestrichtien déjà assez élevé :

Globotruncana stuarti de Lapparent (f),
Globotruncana falsostuarti Sigal (f),
Globotruncana rosetta (Carsey) (r),
Globotruncana arca Cushman (c),
Globotruncana fornicata Plummer (c),
Globotruncana plicata White (r),
Globotruncana elevata elevata Brotzen (tr),
Globotruncana elevata stuartiformis Dalbiez (tr),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Praeglobotruncana coarctata Bolli (tr),

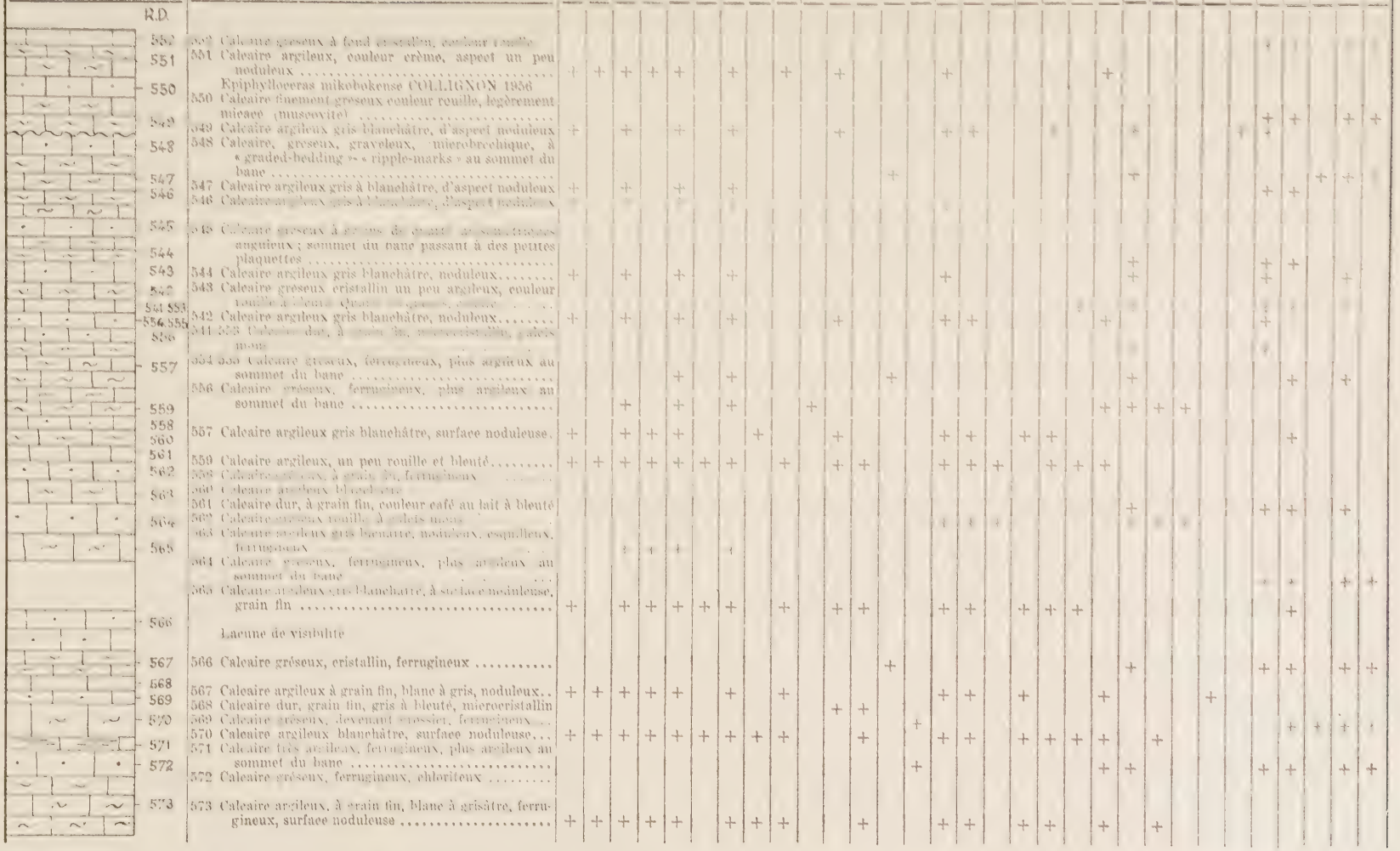


Fig. 32. — *Coupe dans le Maestrichtien moyen entre Cardesse et Ledeuix (D 9)* (x : *360,600 et y : 109,250*). Echelle :

Gümbelina plummerae Loetterle (c),
Gümbelina globulosa Ehrenberg (c),
Gümbelina pseudotessera Cushman (tr),
Gümbelina semicostata Cushman (tr),
Planoglobulina acervulinoides Egger (r),
Pseudotextularia varians Rzehak (r),
Stensioïna exsculpta Reuss (r),
Reussella szajnochae Grzybowski (tr),
Valvulineria allomorphinoides Reuss (tr),
Entosolenia orbignyana (Seguenza) (tr),
Buliminella carseyae Plummer (tr),
Gyroidina globulosa Hagenow (tr),
Palmula jarvisi Cushman (r),
Clavulinoides plummerae Sandidge (tr),
Clavulinoides trilatera Cushman (tr),
Clavulinoides (?) havanensis Cushman et Bermudez (tr).
Navarella joaquini Ciry et Rat (tr),
Bolivina incrassata Reuss (r),
Bulimina brevis d'Orbigny (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Pithonella *cf.* sphaerica (Kaufmann) (tr),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (tr).
Dorothia bulletta (Carsey) (tr),
Bathysiphon sp. (r),
Cribrostomoïdes sp. (tr).

Le calcaire dur, à grain fin, gris à bleuté ou café au lait, est à fond microcristallin. On y observe des traces argileuses alignées et aplaties (« galets mous » - RD. 553). Il contient quelques rares Pithonella, des spicules fins d'Alcyonaires pouvant être nombreux.

Trois ou quatre cents mètres plus au nord, s'ouvre la marnière de la ferme Crouseilles (D.259), tandis que 200 mètres à l'ouest, au creux d'un vallon, l'ancienne carrière Labourie présente un nouvel affleurement, qui bien qu'abandonnée, montre encore la même série qu'au bord de la route. Les coordonnées approximatives en sont : $x = 360{,}380$ et $y = 109{,}700$. A noter que, d'après l'abbé Crouzel (notice explicative de la feuille de Pau au 1/50 000)[1], *les poudingues de Jurançon, généralement horizontaux, atteignent, dans cette marnière, un pendage de 30° direction nord, au contact des formations antérieures.*

Un fait curieux a également attiré mon attention. F. Daguin (1948) écrit (p. 198) : « C'est dans des couches de *calcaires rosés, rapportés au Danien* (non indiquées sur la carte géologique), qu'a été trouvé le museau du *Leiodon mosasauroides*, qui figure au Muséum d'histoire naturelle de Paris. Il fut découvert au nord d'Oloron, dans une carrière ouverte pour la fabrication de la chaux, à 3 kilomètres environ de Cardesse, près de la route d'Oloron ; cette carrière se trouvait au S.-E. de la colline de Crauste (322 m) (Crouste sur la carte au 1/20 000 Pau n° 6), sur le territoire de la commune de Ledeuix. Le museau du Pythonomorphe en question fut étudié par A. Gaudry (1892). Boule et Piveteau en donnent une reproduction photographique dans leur volume sur « les Fossiles » en 1935 (p. 454). »

Or, après avoir parcouru tout ce secteur, il apparaît évident qu'il n'existe qu'une seule carrière répondant à la description ci-dessus et *c'est la carrière Labourie. Le Pythonomorphe en question est donc plus précisément d'âge Maestrichtien, confirmé par les macro- et microfaunes trouvées dans le voisinage,* (R. Deloffre, 1964).

D'ailleurs, un petit sondage exécuté en 1958 par la Société nationale des pétroles d'Aquitaine : Cardesse Craelius 1 a prouvé l'absence du Danien dans cette région. Implanté à proximité ouest de la commune de Cardesse, ses coordonnées sont : $x = 360{,}846$, $y = 110{,}988$ et z.sol = 310,85, soit *environ 1 200 mètres au nord de Crouste* (cote 322).

Sous 207 mètres de Molasse, alternances de grès, argile et calcaire, avec quelques silex, *le forage a trouvé le Maestrichtien marneux, dans lequel il s'est arrêté à 255 mètres.*

La pendagemétrie a donné une valeur moyenne de 60°, pour une direction variant de l'O.-N.O. au N.-N.E.

Le synclinal maestrichtien à l'ouest et au sud d'Estialescq a retenu mon attention pour le faciès des roches qui y affleurent. *En effet, elles diffèrent un peu des classiques « Marnes de Nay », semble-t-il par une plus grande richesse en carbonates.*

Au sud du petit village d'Estialescq, plusieurs marnières ont été exploitées jadis dans les niveaux du Maestrichtien supérieur. On accède à une grande carrière, en prenant, à partir de la D. 24, un petit chemin qui s'ouvre près d'une cabane de cantonnier. En venant d'Oloron, celle-ci se trouve au sommet de la côte qui s'amorce après le pont sur le ruisseau de Batcouèche. On chemine deux ou trois cents mètres sous bois et on découvre alors un ancien front de taille. Sur la feuille au 1/20 000 Pau n° 6, cette marnière a pour coordonnées approximatives : $x = 364{,}940$ et $y = 105{,}100$.

Ses dimensions sont environ de 50 mètres de large sur 10 à 15 mètres de haut. Anciennement exploitée pour la pierre à chaux, elle est actuellement abandonnée (voir *fig.* 33).

J. Seunes (1890, p. 84) signale qu'au sommet de la colline qui porte la cote 352 sur la carte d'état-major (au S.-S.E. de cette marnière), « on exploite sous bois, dans de nombreuses excavations, des calcaires marneux gélifs, de couleur blanchâtre ou blanc bleuâtre, disposés en bancs de vingt à cinquante centimètres d'épaisseur, alternant avec des marnes grisâtres et quelques rares lits de grès. Ces couches assez tourmentées, renferment :

1. Feuille géologique récemment éditée (1963).

» Pachydiscus fresvillensis SEUNES,
» Pachydiscus jacquoti SEUNES,
» Inoceramus cuvieri LAMARCK,
» Stegaster heberti SEUNES ».

De l'autre côté de cette marnière, vers le nord-est, on retrouve une nouvelle excavation où affleurent les mêmes roches, avec direction et pendage identiques, c'est-à-dire 45° S.-E.

FIG. 33. — *Croquis de la carrière d'Estialescq.* (Coord. $x = 364{,}940$, $y = 105{,}100$.)

Quand on reprend la route (D. 24) vers Oloron, à mi-pente avant de traverser le ruisseau Labérou (cote 282), une ancienne carrière s'ouvre sur le côté droit de la route. On y voit encore le même faciès.

J. SEUNES (1890, p. 85) signale aussi, un peu à l'est d'Estialescq, à Bigard, des calcaires marneux dont les bancs plongent au N.-E. Ils renferment :

Nautilus ind.,
Pachydiscus fresvillensis SEUNES,
Pachydiscus jacquoti SEUNES,
Hamites aff. cylindraceus DEFRANCE,
Hamites recticostatus SEUNES,
Inoceramus impressus GOLD,
Inoceramus cuvieri LAMARCK,
Ostrea aff. vesicularis LAMARCK,
Stegaster bouillei COTTEAU,
Stegaster heberti SEUNES,
Gibbaster munieri SEUNES.

Les lavages, dans la marne, ont fourni une abondante microfaune du Maestrichtien supérieur. Dans un résidu de calcaire argileux blanchâtre, d'aspect crayeux, j'ai trouvé de nombreux Foraminifères dont certains mal dégagés de cette gangue carbonatée. On peut citer (HD. 118 à 124) :

Globotruncana contusa CUSHMAN (r),
Globotruncana stuarti de LAPPARENT (f),
Globotruncana falsostuarti SIGAL (c),
Globotruncana arca CUSHMAN (c),
Globotruncana mayaroensis BOLLI (tr),
Praeglobotruncana coarctata BOLLI (tr),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (r),
Globigerinella escheri escheri (KAUFMANN) (c),
Globorotalites multisepta HOFKER (tr),
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER) (r),
Gümbelina plummerae LOETTERLE (c),
Gümbelina globulosa EHRENBERG (c),
Gümbelina semicostata CUSHMAN (tr),
Rectogümbelina cretacea CUSHMAN (tr),
Pseudotextularia varians RZEHAK (c),
Planoglobulina acervulinoides EGGER (r),
Ventilabrella eggeri CUSHMAN (r),
Eponides beisseli SCHIJFSMA (tr),
Eponides frankei BROTZEN (tr),
Pullenia coryelli WHITE (r),
Pullenia minuta CUSHMAN (tr),
Stensioïna pommerana BROTZEN (r),
Gyroidinoides nitida (REUSS) (r),
Gyroidina globosa HAGENOW (r),
Reussella szajnochae GRZYBOWSKI (tr),
Kyphopyra christneri CARSEY (tr),
Palmula jarvisi CUSHMAN (tr),
Bolivinoides draco draco (MARSSON) (tr),
Buliminella carseyae PLUMMER (r),
Pseudoglandulina cylindracea REUSS (tr),
Pleurostomella torta CUSHMAN (r),
Pithonella *cf.* sphaerica (KAUFMANN) (r),
Dentalina aff. crinita PLUMMER (tr),
Dentalina communis d'ORBIGNY (r),
Marginulina austinana CUSHMAN (tr),
Marginulina bullata REUSS (tr),
Marginulina texasensis CUSHMAN (tr),
Robulus rotulatus LAMARCK (tr),
Entosolenia orbignyana (SEGUENZA) (tr),
Bolivina incrassata REUSS (r),
Clavulinoides trilatera CUSHMAN (tr),
Clavulinoides (?) havanensis CUSHMAN et BERMUDEZ (tr),
Marssonella oxycona REUSS (r),
Dorothia retusa (CUSHMAN) (tr),
Dorothia bulletta (CARSEY) (r),
Verneuilina bronni REUSS (tr),

ainsi que des Ostracodes, quelquefois fréquents.

CHAPITRE XI

LE SYNCLINORIUM ARUDY-OLORON

Cette portion de terrain comprise entre le gave d'Aspe et le gave d'Ossau, limitée au sud par les contreforts du Mailh-Arrouy et le cours du ruisseau l'Ourtau, est peut-être la plus variée des régions du Flysch béarnais.

On y trouve aussi bien les collines à fougeraies que la forêt profonde, la plaine cultivée que la lande désertique, le ruisseau chantant que les gorges encaissées aux eaux mugissantes des gaves.

Au point de vue géomorphologique, on peut succinctement décrire cette région comme *une succession de plis parallèles, synclinaux et anticlinaux de faible amplitude, le plus souvent asymétriques.* Les terrains qui vont de l'Aptien supérieur au Coniacien, prennent d'abord une direction pyrénéenne E.-O., qui devient armoricaine N.O.-S.E. dans le synclinal d'Oloron. *Ces diverses directions viennent converger vers la venue éruptive de Pélégria et, en quelque sorte, expliquer sa présence.*

Grâce aux gaves qui affouillent sans cesse leurs lits, aux divers ruisselets qui coulent entre les collines souvent abruptes, aux routes parfois encaissées, les affleurements sont assez fréquents et permettent de suivre le modelé général.

C'est aux confins de cette région que l'on trouve la charmante petite station thermale de Saint-Christeau, arrosée par l'Ourtau, qui prend, pour la traverser, des allures de rivière sérieuse.

En allant de là, vers Arudy, la route serpente paresseusement dans le « Bager » d'Oloron. Cette jolie forêt, réserve de gibier, est plantée de grands arbres, tels que chênes, hêtres, châtaigniers, avec des ruisseaux aux abords souvent transformés en ronciers, qui descendent vers le gave d'Ossau.

Les rives de celui-ci sont, tour à tour, sauvages ou paisibles. Le plus souvent un sentier tracé par le peuple des pêcheurs de truites permet de longer la rive qui s'élève ou descend au niveau de l'eau, au gré du relief. Quelquefois une île de rocs arrête le flot et isole un bras d'eau tranquille, tandis que clapote et écume le courant principal.

Les méandres ont créé de rares terrasses alluviales où se sont installées de maigres exploitations. Elles cultivent le maïs, le trèfle, ou élèvent un peu de bétail.

Entre les deux gaves, les coteaux sont occupés par la lande. Fougères, ronces, épineux de toutes sortes y règnent, avec le silence uniquement troublé par quelques sonnailles de vaches aux longues cornes et à l'air étonné. Là encore les fermes abandonnées se trouvent fréquemment. Le sol trop maigre n'a pu nourrir ses propriétaires, qui ont préféré le confort de la ville à la dure bataille de la terre.

Emaillant le pourtour de la contrée que je vais étudier, je citerai à l'est : Ogeu-les-Bains, Herrère, Buzy, Buziet, Arudy ; à l'ouest : Lurbe, Eysus, Soeix. Au sommet du triangle et à la jonction des deux gaves, la pittoresque cité d'Oloron-Sainte-Marie domine du haut de l'église Sainte-Croix.

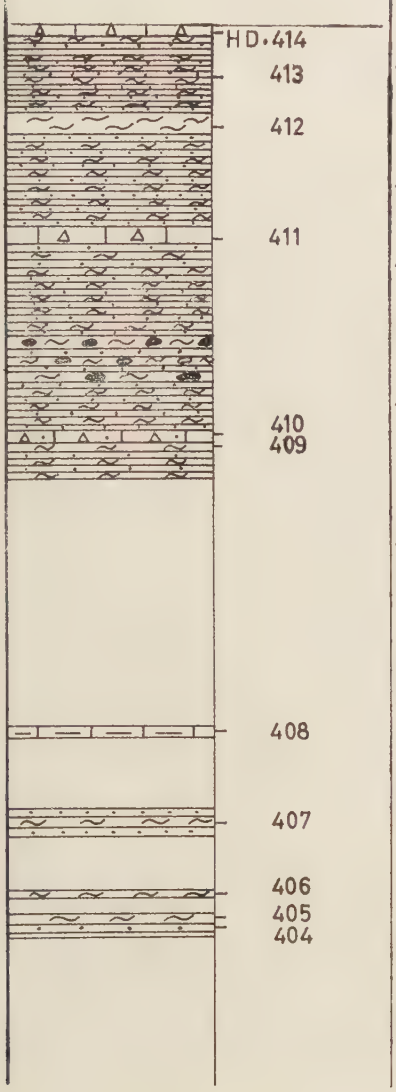
La plaine qui s'étend de Buzy à Oloron, et qu'empruntent la voie ferrée et la route nationale de Pau, correspond à une ancienne vallée fluviale abandonnée depuis le Quaternaire. A présent, le gave d'Ossau oblique brusquement vers l'ouest à la sortie d'Arudy, sa vallée ayant été barrée par la moraine glaciaire de Buzy.

Cette région est intéressante à plusieurs points de vue, mais surtout en ce qui concerne le contact Albien-Cénomanien. Nous y rencontrerons les deux étages en sédimentation continue. Je parlerai alors de *septarias* pour préciser le contact ; ou il y aura *une venue éruptive,* que j'ai signalée plus haut (p. 47) comme repère de la base du Cénomanien ; dans un troisième cas, je trouverai au passage une zone bréchique à éléments plus ou moins grossiers, ce sera le *Wildflysch.*

Dans sa thèse (1890), J. Seunes écrit à propos de cette région : « ... Entre la route thermale d'Arudy à Saint-Christeau et Ogeu, on rencontre des sables, des grès, des calcaires gréseux et marneux, des marnes à Orbitolines plongeant diversement. »

Il rapportait tous ces terrains au Cénomanien.

Je distinguerai pour ma part une succession de plis parallèles synclinaux ou anticlinaux, dont les terrains vont de l'Albien au Coniacien.



Coupe et numéros d'échantillons	*Description lithologique*	*Microfaciès - Microfaune*
HD.414	**414 Calcaire bréchique, en gros bancs.**	Calc. bréchique graveleux à *Hedbergalla (Globig.) aff. planispira*, Lagena, Textulariidés, Verneuilinidés, Lagenidés, Buliminidés, Lituolidés, Ostracodes, Mollusques, Echinodermes, Algues, Radiolaires ; quartz (5-7 %), pyrite, débris schisteux.
413	413 Grès à ciment calcaréo-ferrugineux, micacé.	60 à 70 % de quartz anguleux, parfois émoussés et corrodés, petits ou moyens, anisométriques, pyrite, muscovite, lits ferrugineux orientés.
412	412 Marne noire, en plaquettes.	*Rotalipora apenninica*, *Praeglobotruncana stephani* et *P. stephani var. turbinata*, *Hedbergella (Globig.) aff. planispira*, *Marssonella oxycona*, Trochammina, Bathysiphon, Lagenidés (Nodosaria ?), t. r. Ostracodes, Radiolaires pyritisés ; résidu de quartz et pyrite fréquents.
411	411 Calcaire argileux, gréseux et marnes noires en plaquettes. Septarias ferrugineux dans bancs de marne noire en plaquettes. Sur 30 à 50 m d'épaisseur.	Calc. gréseux (40 à 50 %), à « graded-bedding », à grès mal classé (quartz de très fins à 2 mm de diamètre), débris de schistes noirs (lydiennes), de calc. cryptocristallin, de grès, débris de Mollusques, Algues - Wildflysch ?
410 409	410 Calcaire gréseux gris bleuté, rubané.	Calc. microbréchique grumeleux à granuleux, légèrement gréseux, à débris de Pithonella, Textulariidés, Polymorphinidés, Lagenidés, Rotaliidés, Buliminidés, Verneuilinidés, *Hedbergella (Globig.) aff. planispira*, Lituolidés, Ammobaculites, Mollusques, Echinodermes, Algues (Mélobésiées), Bryozoaires - 10-15 % de quartz anguleux.
408	409 Marne noire, en plaquettes.	Résidu marno-gréseux, assez pyriteux, Radiolaires et Bathysiphon, nodules de pyrite fréquents.
407	408 Calcaire argileux, pyriteux.	Débris de *Hedbergella (Globig.) aff. planispira*, Textulariidés, t. r. fins spicules, restes d'Echinodermes, dans un fond de marne argileuse avec des galets mous (?) et des passées très légèrement gréseuses (5-7 %).
406	407 Marne noire, en plaquettes, très pyriteuse.	Radiolaires pyriteux, Bathysiphon sp.
405 404	406 Marne noire, en plaquettes, aspect schisteux.	*Glomospira gordialis*, *Marssonella oxycona*, *Haplophragmoides sp.*, *Bathysiphon* pyritisés, Radiolaires.
	405 Marne noire, en gros bancs.	Résidu un peu gréseux et pyriteux, Radiolaires pyritisés, radioles d'Oursins, Bathysiphon.
	404 Grès lité, à ciment calcaréo-ferrugineux.	60 % de quartz anisométriques, pyrite, muscovite, t. r. débris indéterminés.

FIG. 34. — *Coupe synthétique du passage Albien-Cénomanien, ruisseau de Nécorre (E. de Saint-Christeau).* Echelle : 0 5 10 m.

CONTACT ALBIEN. — CENOMANIEN.

« Septarias ».

Ce sont des *galets à surface ferrugineuse*, que l'on découvre *assez fréquemment au sommet de l'Albien.* Le terme employé est d'ailleurs impropre.

Les vrais septarias sont des corps ayant subi des retraits pendant leur consolidation et dont les crevasses furent ultérieurement remplies par une substance minérale. Mais, comme tout terme commun (G. Astre, 1956, p. 80), celui-ci s'est vu rapporter des attributions assez différentes.

Il s'agit ici de galets sphériques ou allongés, dont les plus gros atteignent 20 centimètres de diamètre environ. *Ce sont des nodules de calcaire dolomitique ou siliceux, qui peuvent prendre une disposition intérieure concrétionnée, parfois de grès ou de calcaire cryptocristallin à grain fin, de calcaire cristallin à Algues, de l'Albien.* En effet, un de ces nodules, ramassé sur la route du bois du Bager (RN. 618), à la sortie est d'Arudy, a fourni en plaques minces (RD. 512) un microfaciès calcaire du type Vinport. On y trouve en abondance des algues (Mélobésiées), telles que :

Lithophyllum amphiroaeformis Rothpletz,
Archaeolithothamnium rude Lemoine,

des débris plus rares d'Annélides, Echinodermes, Bryozoaires, Mollusques. Un gisement de ce calcaire affleure près de la tréfilerie d'Arudy, à peine 1 kilomètre à l'Est.

Une autre de ces miches ocre jaune, prélevée au voisinage de la ferme Chabalgoïty (est de Féas) et que je donne ici pour mémoire, montre (HD. 24) un calcaire argileux et pyriteux à rares débris de petits Foraminifères : Textulaires, Haplophragmoïdes, *Hedbergella* (Globigerina) *planispira* Tappan. Faciès que l'on observe fréquemment dans l'Albien supérieur élevé.

Quoi qu'il en soit, les couches à *septarias*, d'après K. Fiegue (1936) (in Joaquin Gomez de Llarena, 1956), représentent la *terminaison des cycles sédimentaires*, que cet auteur a reconnu en diverses formations stratigraphiques de l'Allemagne.

Or, le niveau correspond ici à *la fin du cycle albien.* C'est même souvent le seul repère dont on dispose, pour proposer une limite avec le Cénomanien, lorsqu'il y a continuité apparente de sédimentation.

Au point de vue micropaléontologique, il s'agit de la *zone à Ticinella roberti* Gandolfi. C'est immédiatement au-dessus de cet horizon que se remarquent les premières coulées éruptives.

La présence de ces galets, isolés au milieu des schistes noirs de l'Albien terminal, peut probablement s'expliquer par l'effet d'une érosion qui commençait à être singulièrement active pour arracher des éléments albiens à leur substratum et les épandre sur une surface relativement vaste, alors que la mer devait être en voie de régression.

Ces nodules peuvent être aussi, dans certains cas, la trace d'exondations temporaires, ou bien simplement de gros « slump-balls », ou encore le produit du boudinage des couches.

Les lits schisteux, sous-jacents aux galets à croûte ferrugineuse, sont souvent déformés, et les lits postérieurs moulés autour.

Les galets ayant constitué un obstacle aux courants entraînant les sédiments, ces derniers ont dessiné les microplis qui s'observent à leur contact.

Comment se présente, dans ce cas, le passage Albien-Cénomanien. Je vais l'examiner dans le ruisseau de Nécorre qui se jette dans l'Ourtau, de même que sur le bord de la route forestière qui le longe sur sa rive gauche, et qui prend son origine sur la R.N. 618 (en $x = 364{,}100$ et $y = 94{,}880$).

Une coupe synthétique (*fig.* 34) établie en reportant approximativement les divers échantillons prélevés dans le ruisseau, permet, mieux que de longs discours, de comprendre pourquoi il serait difficile sur le terrain de placer la limite recherchée, si on n'utilisait pas ce repère commode que sont les galets ferrugineux.

L'Albien terminal présente une monotone succession de lits marneux noirs, pyriteux, en plaquettes. Ils ne fournissent, en lavages, que des Radiolaires pyritisés et de rares Foraminifères arénacés parmi lesquels je citerai :

Glomospira gordialis (Parker et Jones),
Marssonella oxycona Reuss,
Haplophragmoides sp.,
Bathysiphon sp.

Vers le sommet, on voit apparaître quelques rares bancs de calcaire légèrement gréseux et un peu microbréchique, avec quelques Foraminifères, dont des débris d'*Hedbergella cf. planispira* (Tappan), le plus souvent pyritisés.

Sans rencontrer encore de « septarias », *la sédimentation n'est déjà plus très uniforme, puisqu'on trouve parfois de petits éléments gréseux, inclus dans la marne argileuse et pyriteuse* (HD. 408).

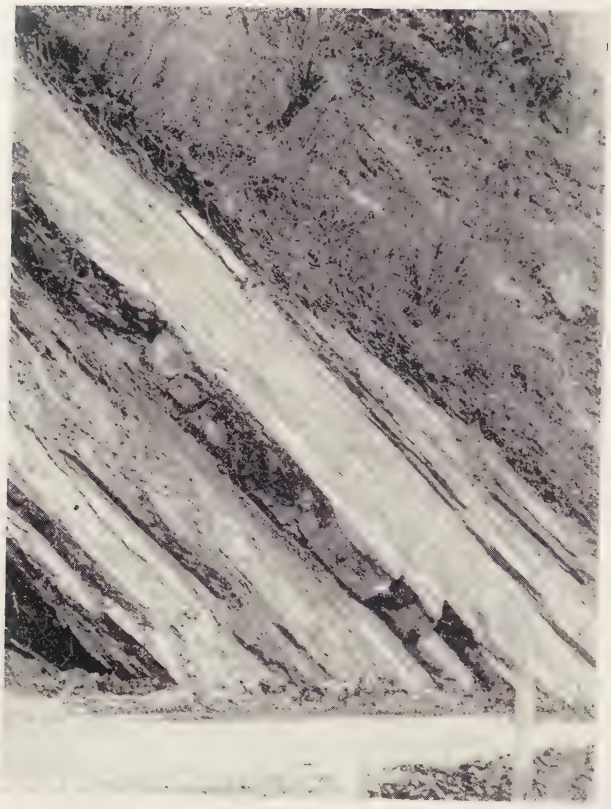
Puis viennent les galets ferrugineux, irrégulièrement répartis dans la marne noire en plaquettes.

Au-dessus, un échantillon (HD. 411) montre un grès à calcaire gréseux, à « graded bedding » grossier

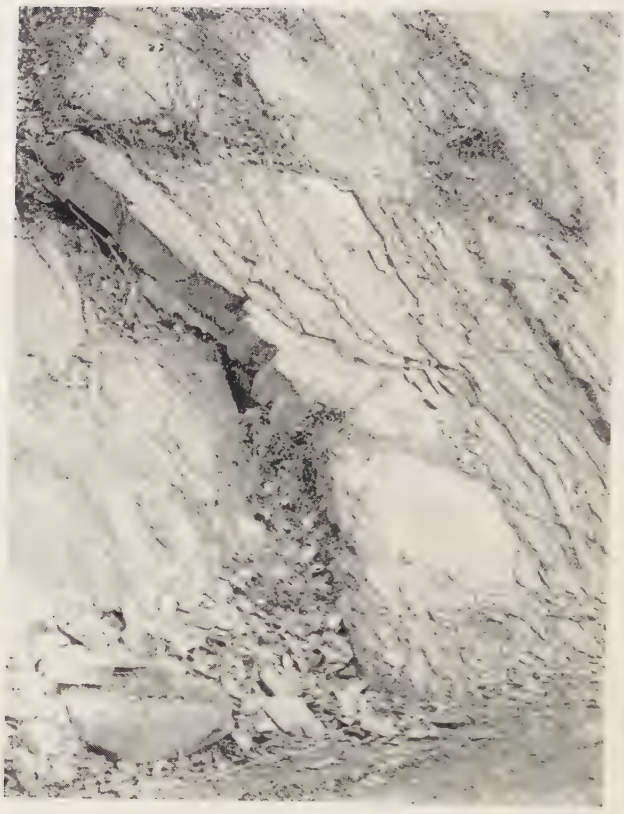
---

PLANCHE XXI

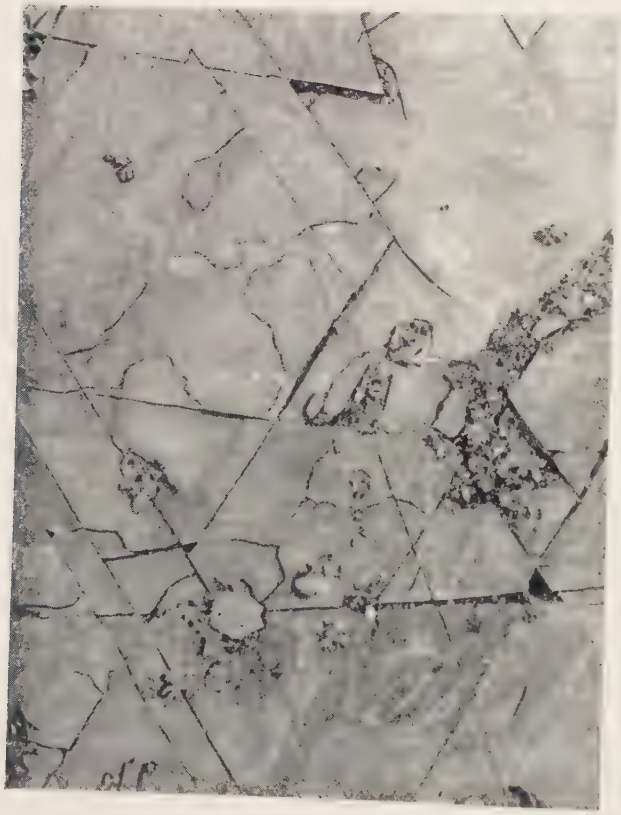
Gisement de « théralite » à grands cristaux de hornblende. Talus de la route nationale 618, lieu dit « Castillon » ($x = 368{,}340$, $y = 95{,}390$). Base du Turonien.



1



2



3

4

(grain jusqu'à 2 millimètres de diamètre). La roche est bréchique à la base du lit, fine et homogène au sommet. On y découvre des débris de schistes noirs, de lydiennes probables, de calcaires cryptocristallins, de débris gréseux, restes de Mollusques et Algues. Cet horizon doit correspondre au niveau grossièrement bréchique que j'ai appelé, en d'autres lieux, du terme de Wildflysch. On le retrouvera encore (p. 138) dans la région à l'ouest d'Arudy.

Enfin, la marne noire en plaquettes fournit une microfaune typique du Cénomanien (HD. 412), avec :

Rotalipora apenninica (Renz) (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi var. *turbinata* Reichel (r),
Hedbergella (*Globigerina*) cf. *planispira* Tappan (r),
Nodosaria sp. (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r).

Tandis que continuent les alternances de grès et marnes ou calcaire argileux avec une teinte noire dominante, ce qui donne une apparente monotonie à l'ensemble de la série.

CENOMANIEN

J'ai levé une autre petite coupe (voir *fig.* 35) à la base du Cénomanien, dans la même région du « Bager » d'Oloron, le long de la route R.N. 618, approximativement en $x = 365{,}224$ et $y = 95{,}054$, afin de préciser la lithologie de la base de cet étage.

La roche éruptive (« théralite » possible [RD. 689] — $x = 365{,}180$ et $y = 94{,}920$ — filon recoupant la route R.N. 618, après le point coté 353) se trouverait environ 100 mètres plus bas.

Le Cénomanien se présente, alors, comme une succession de lits argilo-schisteux, ferrugineux et légèrement gréseux, et de bancs gréseux, le plus souvent à gros quartz (60-70 %) anisométriques, parfois corrodés.

PLANCHE XXII.

1 et 2. — *Gisement fossilifère, route du « Bager » (R.N. 618), coordonnées approximatives : x = 371,660 et y = 94,520. Marne schisteuse et grès du Flysch cénomanien* (clichés A. Debourle).

3. *Gisement fossilifère du « Bager ». Découpage losangique des feuillets de marne schisteuse indurée. Cénomanien moyen.*

4. *Aspect du Flysch cénomanien. Alternances des bancs de grès sableux et marnes schisteuses, souvent altérés à l'affleurement. Route du « Bager » (R.N. 618), au nord-est de la ferme Mourlane.*

Le calcaire argileux renferme une rare microfaune constituée de :

Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (r),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr),
Glomospira charoïdes (Parker et Jones) (tr),
Haplophragmoides sp. (r),
Ammobaculites sp. (tr),
Bathysiphon sp. (r),

avec quelques Radiolaires et spicules de Spongiaires.

Le grès jaunâtre, le plus souvent microbréchique, est micacé, à ciment calcaréo-ferrugineux, altéré, au point de devenir un sable de couleur ocre. Il peut montrer d'assez gros bancs atteignant une épaisseur de 1 m à 1,50 m.

Quelques lits d'argile noire, très pyriteuse, légèrement sableuse, ponctuent le tout. On y rencontre de rares Foraminifères rotaliidés pyritisés et difficilement déterminables. L'échantillon RD. 700 semble ainsi montrer *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *Hedbergella* (Globigerina), cf. *planispira* (Tappan), avec des débris possibles d'Orbitolines.

Première coulée éruptive de la base du Cénomanien.

La pétrographie des roches éruptives n'étant pas de mon ressort, j'examinerai ces coulées au point de vue stratigraphique, conditions de gisement et morphologie générale.

Bien qu'en même position stratigraphique sur les marnes albiennes terminales, ces roches vertes peuvent revêtir des aspects bien différents. On peut, en effet, les observer en coulées cordées, pillow-lavas ou coulées prismées. Sous la forme de roches éruptives à sphérules de calcite ou à grands cristaux de hornblende (théralite ?).

La théralite implique l'existence de néphéline dans la roche[1]. En fait, s'il y en a eu, il n'y en a plus, après l'altération du temps. Seule, l'analyse chimique montrerait un déficit en silice et la présence de soude.

Comme les principaux gisements intéressants se trouvent dans cette région, nous allons procéder à l'inventaire des différentes carrières.

La carrière Rébichet.

Elle s'ouvre sur le bord de la R.N. 618, au sud d'Herrère, juste avant le passage à niveau sur la voie ferrée Pau-Oloron. L'entrée se trouve à gauche de la ferme Lapeyre.

---

1. Les théralites qui ont la néphéline virtuelle sont des bérondrites (P. Viennot, 1927). A 3 kilomètres à l'ouest d'Arudy, cet auteur signale une métabérondrite.

Coupe et numéros d'échantillons	Description lithologique	Microfaciès - Microfaune
R D.690		
691		
692	690 Grès microbréchique à ciment calcaréo-ferrugineux.	Grès à quartz moyens (60-70 %), t. r. débris de Foraminifères pyritisés, ciment ferrug., t. r. paillettes de muscovite, débris schisteux, argileux, ferrugineux.
693		
694		
695	691 Calc. argilo-schisteux, à r. petits quartz anguleux, muscovite.	*Bathysiphon*, *Saccammina*, *Trochammina globigeriniformis*, *Reophax*, *Ammodiscus gaultinus*, spicules, Radiolaires.
698	692 Grès microbréchique à ciment calcaréo-ferrugineux, muscovite.	Grès à gros quartz ± anguleux ou arrondis, parfois corrodés, muscovite, oxyde de fer, pyrite, débris schisteux et fin. gréseux.
700	693 Calc. argilo-schisteux ± ferrug., muscovite, oxyde de fer, petits quartz anguleux.	T. r. *Haplophragmoïdes*, *Glomospira charoïdes*.
	694 Grès microbréchique à petits débris schisteux.	Quartz 60-70 %, oxyde de fer, pyrite, ciment calcaréo-ferrugineux.
701	695 Calc. argilo-schist., pyriteux, un peu d'oxyde de fer, petits quartz angul.	*Trochammina globigeriniformis*, *Haplophragmoïdes*, *Ammodiscus gaultinus*, *Glomospira charoïdes*, *Bathysiphon*, *Reophax*, spicules, Radiolaires.
	696 Grès compact à ciment ferrug. et argil., un peu micacé.	Quartz, 70-80 %, pyrite et oxyde de fer en grumeaux, grès presque quartziteux.
702	697 Calc. argil., schist., grisâtre, pyriteux, micacé.	*Trochammina globigeriniformis*, *Ammodiscus gaultinus Bathysiphon*, *Haplophragmoïdes*, *Reophax*, spicules, Radiolaires.
704		
705	698 Grès compact à ciment argilo-ferrug., un peu micacé.	Quartz 70-80 %, pyrite, oxyde de fer, muscovite, grès quartziteux.
	699 Calc. argilo-schisteux, pyriteux.	*Ammodiscus gaultinus*, *Glomospira charoïdes*, *Haplophragmoïdes*, *Reophax*, *Ammobaculites*, *Trochammina globigeriniformis*, *Bathysiphon*, spicules, Radiolaires.
	700 Argile sableuse ocre, ferrugineuse, altérée.	Marne argileuse, gréseuse et ferrugineuse, à Rotaliidés, 30 à 40 % de quartz moyens, oxyde de fer, pyrite, quelques Globigérines pyritisées et peut-être *Praeglobotruncana stephani*, t. r. *Reophax*, t. r. Orbitolines.
	701 Calc. argilo-schisteux noir, lég. ferrugineux, micacé, un peu de pyrite, muscovite, quartz anguleux.	*Ammodiscus gaultinus et incertus*, *Trochammina globigeriniformis*, *Reophax*, *Haplophragmoïdes*, *Bathysiphon*, Radiolaires, spicules de Spongiaires.
	702 Grès un peu vacuolaire, à ciment ferrugineux.	Grès à quartz moyens (60-70 %), débris schisteux, pyriteux, oxyde de fer.
	703 Calc. argilo-schist., ferrug., lég. grés., micacé, noir à grisâtre.	*Ammodiscus incertus* et *gaultinus*, *Trochammina globigeriniformis*, *Reophax*, *Haplophragmoïdes*, *Bathysiphon*, spicules, Radiolaires.
706		
	704 Grès vacuolaire à ciment ferrug., micacé (muscovite).	Quartz petits à moyens (50-60 %), anguleux, pyrite, oxyde de fer, débris schisteux.
707	705 Calc. argilo-schisteux pyriteux et micacé.	Quartz usés, émoussés, pyrite, muscovite.
708		
	706 Grès un peu vacuolaire à ciment argilo-ferrugineux.	Quartz (60-70 %) anguleux, lég. corrodés, débris schisteux, oxyde de fer, pyrite, r. paillettes de muscovite.
	707 Argile schisteuse, très pyriteuse.	Résidu de quartz anguleux, la plupart émoussés, arrondis, très pyriteux, quelques débris d'Ostracodes pyritisés.
	708 Grès microbréchique à ciment calcaréo-ferrugineux.	Grès à gros quartz, vacuolaire, débris calcaires ou schisteux, quartz (50-60 %) anguleux, parfois lég. corrodés, de tailles diverses.
709	709 Calc. argilo-schisteux très micacé, gris à noirâtre.	Fréquentes paillettes de muscovite, pyrite, oxyde de fer, quelques r. Radiolaires, Ostracodes, *Trochammina*.

FIG. 35. — *Coupe à la base du Cénomanien route du Bager d'Oloron (RN. 618).*
Coord. approxim. : x = *365,224*, y = *95,054*. Echelle : 0 0,50 1,00 m.

Topographiquement, il s'agit d'une butte qui fut jadis exploitée. J. SEUNES (1890) signalait déjà la syénite de Rébichet (Pl. V, *fig.* 27). Il définissait cette roche comme une syénite à amphibole et pyroxène. Ce dernier minéral étant abondant.

Il avait, également, observé le métamorphisme de contact des schistes et des grès. Les grès renferment de nombreux cristaux d'actinote alignés, écrivait-il (p. 84).

Il s'agit, en fait, d'après R. ELLOY (communication orale) d'une roche ayant des affinités avec les *basaltes*. Malgré la végétation qui envahit peu à peu ce lieu, on remarque certains endroits qui se présentent comme une *véritable lave cordée* classique. De plus, on découvre aussi des amygdales de marne schisteuse noire en plaquettes, englobées dans la roche éruptive.

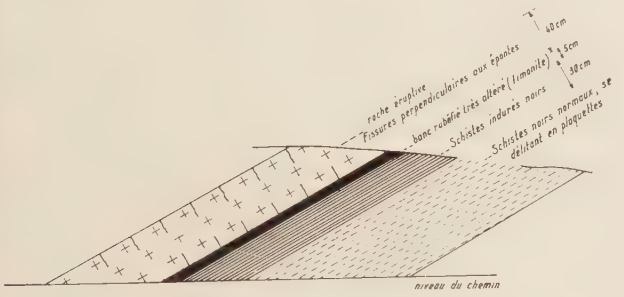


FIG. 36. — 1. *Coupe relevée le long du chemin, derrière la carrière Rébichet.*

Un échantillon pris dans cette marne, par J. HENRY (D. 693), à fourni *Ticinella roberti* GANDOLFI. Un autre prélèvement (AH. 112) a livré une microfaune très abimée, de *Hedbergella* (*Globigerina*) cf. *planispira* (TAPPAN), *Ellipsoglandulina sp.*, *Bathysiphon sp.*, et quelques spicules de Spongiaires.

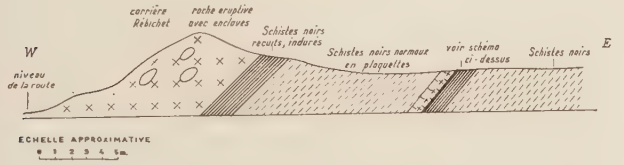


FIG. 36. — 2. *Coupe schématique E.O. des abords de la carrière Rébichet (S.E. Herrère).*

Quand on se dirige vers l'est, dans cette carrière (voir *fig.* 36), au contact avec la roche éruptive, on va tout d'abord observer une marne schisteuse noire recuite, indurée, siliceuse, sur près d'un mètre de puissance. On rencontre, ensuite, une marne schisteuse noire, normale, en plaquettes. En prenant un sentier qui monte derrière la carrière, on trouve une nouvelle passée éruptive de 40 cm d'épaisseur. Des fissures perpendiculaires aux épontes s'y remarquent. Puis, on passe à un niveau rubéfié de limonite, très altérée, de 5 cm d'épaisseur. C'est, de nouveau, sur 30 cm un lit schisteux induré, noir. On repasse enfin à des plaquettes marno-schisteuses noires normales. Il y aurait donc, à cet endroit, un métamorphisme de contact de 35 cm environ.

La marne noire, schisteuse, normale, échantillonnée sur le sentier par R. ELLOY (AH. 113) n'a fourni que de rares formes, très mal conservées, de *Trochammina* et *Haplophragmoïdes*.

Pillow-lavas.

Ces « laves en coussin » dont l'aspect très caractéristique a été découvert par R. ELLOY, se voient à la sortie ouest d'Arudy. Le gisement se rencontre sur le bord droit de la route (R.N. 618) en allant vers Saint-Christeau. Les coordonnées approximatives en sont : $x = 372{,}760$ et $y = 93{,}880$, l'affleurement fait partie d'une coulée qui forme le substratum de la colline et des rives du gave d'Ossau à cet endroit, au nord de la grange Saubiron.

On sait que ce mode de gisement indique des coulées sous-marines.

Coulées prismées.

Analogue aux « orgues basaltiques » dont la forme classique est bien connue, on trouve, à l'ouest d'Arudy, un gisement qui présente cette particularité (échantillon RD. 514).

Il s'agit d'un affleurement moussu, à l'ouest d'un ancien moulin, sur le bord du chemin qui domine la rive gauche du ruisseau Lacerbelle. Il est situé entre les collines Le Turon (530) et l'Aubisque (596,5), qui en sont elles-mêmes formées. Visibles sur le chemin, les calcaires argileux noirs en plaquettes, au mur de cette coulée, sont métamorphisés. Les prismes sont probablement moins nets et plus courts que dans un basalte. L'hexagone est moins régulier, mais la forme se retrouve sans possibilité d'erreur. Il faut donc penser que cette coulée de roche verte a pu se mettre en place à l'air libre, avec un lent refroidissement. *Remarquons qu'elle se trouve, environ, à trois kilomètres au sud de la précédente.*

Le gisement de Pélégria.

Le gisement éruptif du bois de Pélégria a pour coordonnées approximatives : $x = 365{,}600$ et $y = 97{,}200$. Le gave d'Ossau le traverse de part en part, et c'est la raison pour laquelle l'E.D.F. s'y est intéressée, ayant le projet d'y ancrer, éventuellement, un petit barrage. Elle y fora quelques petits sondages, dans le but de trouver les rapports entre l'éruptif et le sédimentaire et les contours de ces terrains. Ce fut R. ELLOY (1960) qui étudia, postérieurement, les carottes prélevées dans l'éruptif. Il compléta ces

données par un lever des terrains environnants, en prélevant quelques échantillons de sédimentaire que j'ai étudiés.

Ce massif de roches éruptives, d'aspect souvent très chaotique, mesure environ 700 mètres de long sur 300 de large. Sur la rive gauche du gave, il constitue le substratum de trois collines, qui se détachent distinctement dans la topographie. Sur la rive droite, on ne trouve des affleurements que le long du gave.

En effet, l'éruptif disparaît rapidement au nord, recouvert par les alluvions et la couverture végétale. Par suite de la différence de dureté entre la roche éruptive et le sédimentaire, celui-ci a le plus souvent été érodé et altéré ; ce qui rend le contact des deux formations rarement visibles. Cependant, à la faveur des indentations dues à de petits thalwegs, on voit le contact se faire suivant un angle voisin de 20° à 25° au mur de la coulée. R. Elloy pense que l'épaisseur maximum de cette coulée atteint environ 70 mètres. Décrivant l'aspect macroscopique de cette roche, il observe que les blocs présentent des amygdales plus ou moins sphériques, blanches à noires, de taille allant du millimètre au centimètre. Ils sont constitués de carbonates ou de zéolithes (V. 911, Pl. XVI, 4). Par altération, la roche libère ces pisolithes et prend alors un aspect alvéolaire, spongieux. Dans d'autres cas (falaise de la rive droite), on distingue dans la roche un réseau de fentes, isolant des parallélipipèdes grossiers et dessinant une très fruste prismation.

En outre, on constate parfois le mélange intime de blocs éruptifs avec des fragments de roches sédimentaires silicifiées. La transformation peut avoir été telle qu'il est impossible de faire la part des deux constituants.

Les roches sédimentaires du mur (voir *fig.* 37) montrent une transformation, la plupart du temps peu accentuée. Elles sont indurées, particulièrement les marnes. Mais, dans certains cas, la silicification et la feldspathisation ont tout de même été intenses et la roche est transformée en adinole. Par contre, les rares affleurements rencontrés sur la rive droite du gave, stratigraphiquement au-dessus de l'éruptif, n'ont montré aucune transformation.

D'après R. Elloy (1960), ce faible métamorphisme de contact est compatible avec des roches basiques, pauvres en éléments minéralisateurs et des coulées ayant libéré rapidement tous leurs éléments volatils (voir note infrapaginale 2, p. 73). En tenant compte de son aspect macroscopique et microscopique, son mode de gisement, les minéraux constituants, le type de métamorphisme qu'elle provoque, *cette roche éruptive se rangerait parmi les roches volcaniques d'épanchement de type basique appartenant au cortège des spilites.*

Les éléments du mur étant transformés, ceux du toit étant intacts, *la microfaune confère à la coulée un âge identique à celles déjà décrites, c'est-à-dire Vraconien à Cénomanien inférieur.*

Au sud et au nord du massif éruptif, les lavages prélevés dans la marne noire en plaquettes (AH. 93a, AH. 100 par exemple) livrent une microfaune du Cénomanien inférieur avec :

Rotalipora apenninica Renz (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (tr),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi var. *turbinata* Reichel (tr).

Ces marnes alternent avec des calcaires argileux contenant la même microfaune (AH. 95) ou des calcaires à fond cristallin, finement graveleux (AH. 93, 96 à 98, 101), à Lituola, Textulaires, Spiroplectammina, Orbitolines, Cunéolines, très rares débris de Préalvéolines, Milioles, Lenticulina, Echinodermes, Ostracodes, Mollusques, Algues, qui confirment encore l'âge Cénomanien inférieur de ces niveaux. Les quelques échantillons complémentaires que j'ai prélevés à l'ouest du massif (HD. 292 à 296), donnent également les mêmes résultats.

Roche éruptive a grands cristaux de hornblende (souvent à la base du Turonien).

Cette roche, que l'on nomme « *théralite* », montre parfois quelques affleurements bien conservés. Il existe, en effet, plusieurs filons, recoupés par la R.N. 618, dans la région. Ils sont le plus souvent transformés en une sorte d'argile rougeâtre et pratiquement pas reconnaissable [1].

Cependant, dans un tournant de la R.N. 618 qui traverse le bois du « Bager » d'Oloron, on peut observer la roche fraîche. Le gisement assez réduit se trouve juste avant un petit pont (cote 325) qui traverse le ruisseau de Rachette, affluent du gave d'Ossau. Ce ruisseau longe la route en cet endroit. Sur le flanc nord de la colline que l'on appelle le « Pain de Sucre » (561), ce lieu dit « Castillon » a pour coordonnées approximatives $x = 368{,}340$ et $y = 95{,}390$ (voir Pl. XXI).

La roche (HD. 515), d'un vert bouteille à gris souris, est dure, compacte, avec de grandes baguettes de hornblende visibles à l'œil nu. Bien que l'affleurement soit petit, les blocs semblent montrer, là encore, une sorte de prismatisation primitive. Il s'agit, cette fois, d'un gisement à la limite Cénomano-Turonien, mais on en connaît également au contact des marnes albiennes terminales (faciès à Rotaliidés pyritisés et Radiolaires) (RD. 687-688) et du Flysch Cénomanien (coupe RD. 690 à 709, voir ci-dessus *fig* 35).

1. Selon P. Viennot (1927, p. 258), les roches qui lardent le Crétacé de leurs filons minces appartiennent au grand groupe des théralites, et passent d'un côté aux monzonites néphéliniques, de l'autre aux péridotites.

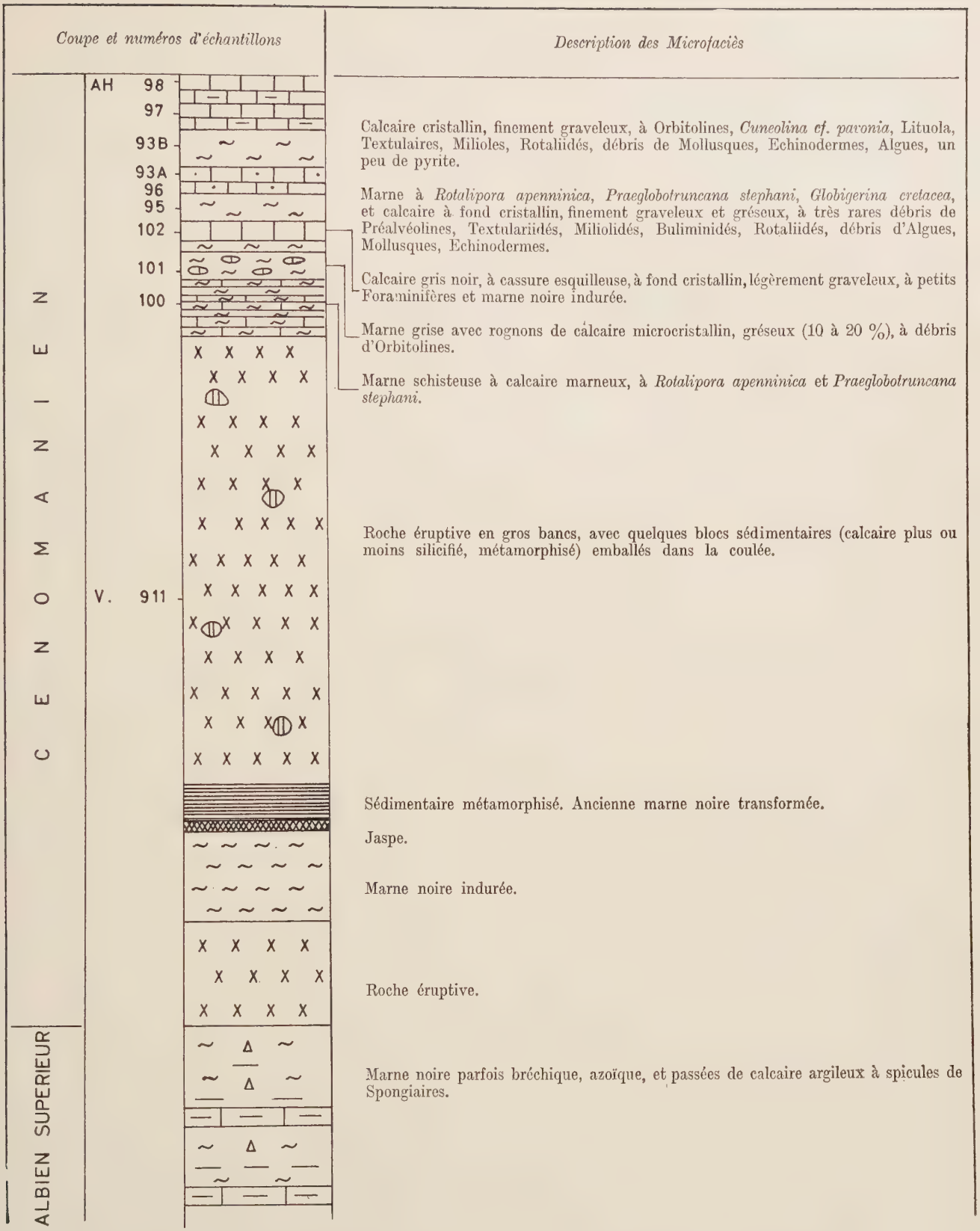


FIG. 37. — *Coupe synthétique du mur au toit de la roche éruptive du Bois de Pelégria (en utilisant les coupes des forages E.D.F. et les observations sur le terrain, dont celles de R. Elloy).* Echelle : 0 1 4 m

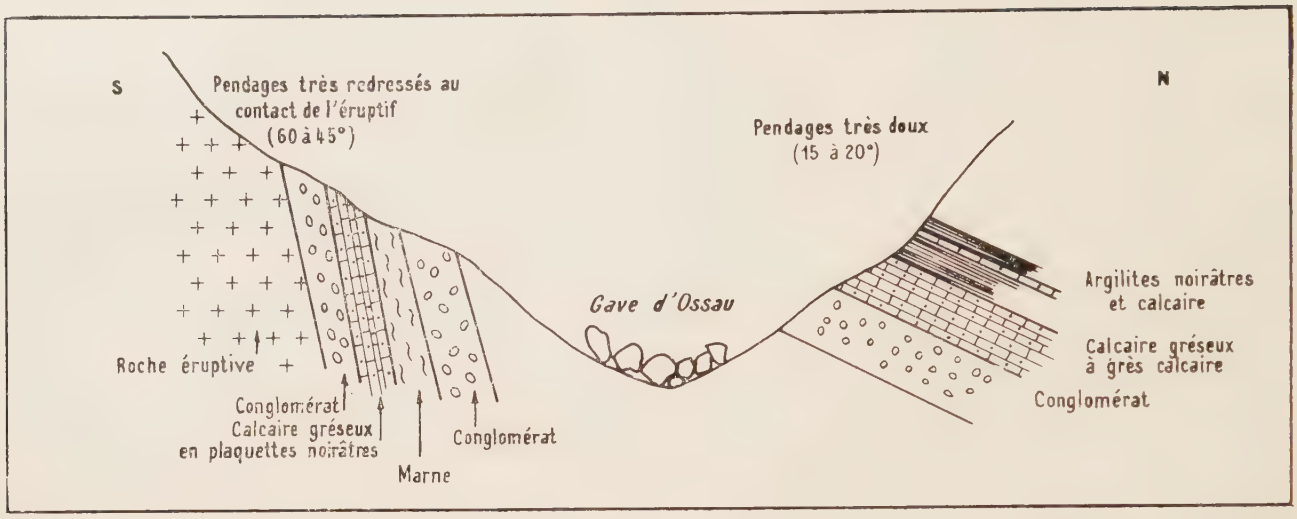


FIG. 38. — 1. *Coupe dans le lit du Gave d'Ossau, 50 m en amont de la coupe ci-dessous.*

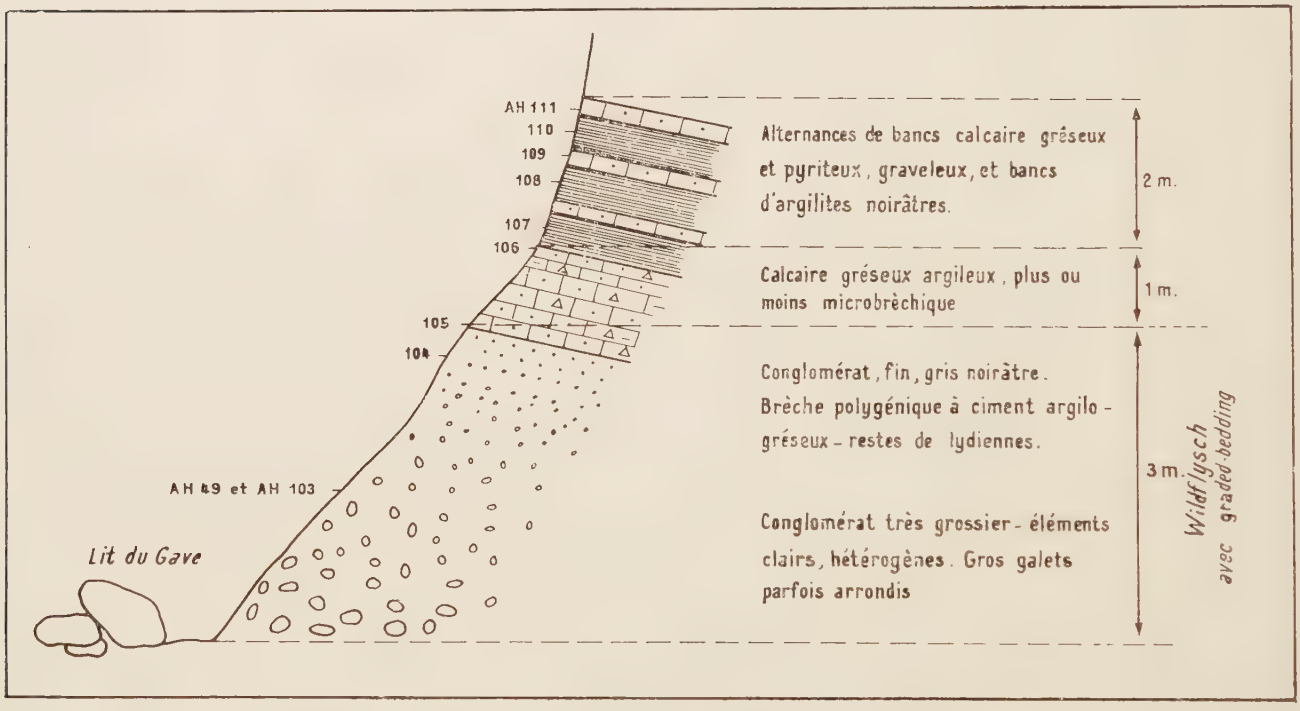
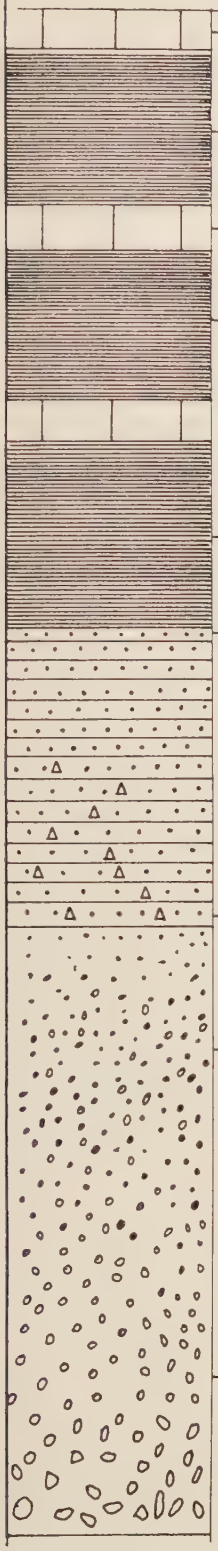


FIG. 38. — 2. *Coupe rive droite du Gave d'Ossau. Sortie O. d'Arudy.*

Cet éruptif se rencontre, aussi, sur la R.N. 618, proche de Saint-Christeau. Le filon recoupe la route, en $x = 365{,}180$ et $y = 94{,}920$, une cinquantaine de mètres au nord du point coté 353, à la jonction du chemin, qui monte vers la source de l'Ourtau, avec la route nationale. C'est toujours une roche verte à cristaux de hornblende, mais ceux-ci sont plus petits (RD. 689). La roche, elle-même, est un peu altérée, carbonatée, et les cristaux de calcite donnent une effervescence assez violente à l'acide.

CONGLOMÉRAT DE BASE.

Le faciès de base du Cénomanien, que j'ai appelé *Wildflysch* en d'autres lieux (R. DELOFFRE, 1959), se rencontre parfois en affleurements suffisamment développés dans la région. C'est le cas pour le parcours que j'ai fait, en compagnie de R. ELLOY, sur la rive droite du gave d'Ossau, à la sortie ouest d'Arudy. Ce gisement situé approximativement en : $x = 373{,}080$ et $y = 94{,}140$, se trouve au nord des



Coupe et numéros d'échantillons

Description des Microfaciès

111 Calcaire finement graveleux, légèrement gréseux, à petits Foraminifères divers ; très rares Textulariidés, Verneuilinidés, Lagenidés, Rotaliidés.

110 Argilites noires plus ou moins carbonatées, quelques quartz, oxyde de fer et pyrite.

109 Calcaire graveleux à petits Foraminifères : Textulaires, Gaudryina, Gyroidina, Cunéolines, Buliminidés, Rotaliidés, Milioles, débris d'Echinodermes, Mollusques, Ostracodes, quelques gros quartz anguleux, pyrite.

108 Argilites noires, plus ou moins carbonatées, rares quartz, mica, oxyde de fer et pyrite.

107 Argilites noires carbonatées et légèrement pyriteuses, mica et rares quartz.

106 Grès fin à ciment calcaréo-ferrugineux, quartz isométriques fins.

105 Grès bréchique à ciment argilo-ferrugineux, quelques éléments schisteux. Très rares restes de Bryozoaires, pyrite, quartz anisométriques.

104 Brèche polygénique à ciment argilo-gréseux. Eléments divers : débris de grès, de galets quartzeux, très rares restes de lydiennes, schistes argilo-ferrugineux, calcaire cryptocristallin, calcaire gréseux, ciment peu abondant, parfois inexistant.

103 et 49 Brèche polygénique à ciment argilo-gréseux, éléments de lydiennes, débris de grès, galets de quartz, débris de schistes, de dolomie cristalline, de calcaire cryptocristallin ; calcite, oxyde de fer, restes possibles d'Orbitolines ?

Niveau du gave d'Ossau, en aval d'Arudy.

FIG. 39. — *Coupe de la base du Cénomanien, relevée sur la rive droite du Gave d'Ossau.* Echelle : 0 0,20 m

« pillow-lavas » du bord de la R.N. 618 (voir ci-dessus, p. 135).

Le même massif éruptif se poursuit, constituant la colline (cote 430) au nord de la grange Saubiron, avant de se retrouver dans le gave d'Ossau où se remarque, sur la rive gauche, un contact très redressé (pendages de 60 à 45°) avec le sédimentaire. Nous avons levé une coupe de la vallée du gave à cet endroit (voir *fig.* 38). Celui-ci coule probablement sur l'emplacement d'une ancienne faille, à moins qu'il ne s'agisse simplement d'un plissottement local. La rive droite a, en effet, un pendage beaucoup plus doux de 15 à 20°, de même direction sensiblement nord.

Le conglomérat affleure sur les deux rives, mais sur la rive droite, la série semble plus complète avec une évolution graduelle. On observe un « graded bedding » de plusieurs mètres de puissance. En partant directement du lit du gave d'Ossau, on s'élève tout d'abord, sur 3 mètres environ, le long d'un conglomérat très grossier, polygénique, avec de gros galets parfois arrondis à la base, devenant plus fin au sommet (voir *fig.* 39).

Les échantillons prélevés dans ce niveau (AH. 103, 104, 49) montrent une brèche à ciment argilo-gréseux, des éléments de grès, galets de quartz, débris de schistes, dolomie cristalline, calcaire cryptocristallin. *On y trouve, également, de rares restes de lydiennes à Radiolaires silicifiés, « fossiles » presque caractéristiques de cet horizon, ainsi que des débris possibles d'Orbitolines.*

Le ciment calcaréo-argileux et gréseux est peu abondant, parfois même inexistant. Les éléments peuvent, en effet, être soudés entre eux par un très mince liseré ferrugineux.

On passe ensuite, sur un mètre, à un banc de grès à ciment calcaréo-argileux et ferrugineux. Les quartz anisométriques, assez gros à la base, deviennent isométriques et de plus en plus fins au sommet du banc. L'ensemble est microbréchique, contenant des éléments de calcaire et de schiste. On y rencontre de très rares restes de Bryozoaires.

Puis, commence une alternance de bancs d'argilites noires, carbonatées et légèrement pyriteuses, donnant un résidu calcaréo-schisteux au lavage, avec de rares quartz et du mica, mais sans microfaune (AH. 107, 108, 110) ; et de calcaires finement graveleux, légèrement gréseux, à petits Foraminifères divers, débris de Textulariidés, Verneuilinidés, Buliminidés, Lagenidés, Rotaliidés, restes de Cunéolines, Milioles, Gyroidina, fragments d'Echinodermes, Ostracodes, Mollusques.

J'ai déjà parlé des diverses interprétations de ces brèches au chapitre de la Pétrographie du Flysch. Je pense qu'il ne s'agit pas de la trace exacte d'anciennes cordillères ou hauts-fonds, mais des flancs de ces rides.

Gisement fossilifère (Pl. XXII, 1 à 3).

Il a, déjà, été question du gisement fossilifère de la route du « Bager », au chapitre des éléments de datation (voir p. 48). Je n'en reparlerai ici que pour mémoire et, aussi, pour attirer l'attention sur la *pélomorphose* que ces divers organismes ont subie.

Ces moules internes et ces coquilles montrent, en effet, des déformations plastiques et un aplatissement très net dans le sens de la schistosité des bancs. Il est certain que la compaction des sédiments est un des facteurs de ces déformations et que la diminution de volume intéresse aussi bien la gangue que le fossile.

Plissotement dans le Flysch.

Dans l'ensemble du Flysch, qui est par définition de composition hétérogène, on observe des étirements, des plissotements, des déformations de tout genre, plutôt que des accidents cassants, comme donnerait une masse rigide homogène.

Ces mouvements ne sont pas toujours dus à la tectonique, mais aussi bien aux efforts postérieurs de la compaction. Il est nécessaire, de toute façon, d'essayer de les éliminer dans l'interprétation structurale d'ensemble de la région.

J'ai relevé, parmi beaucoup d'autres, le long de la route du « Bager », l'un de ces plis locaux dont je donne un croquis succinct (voir *fig.* 40).

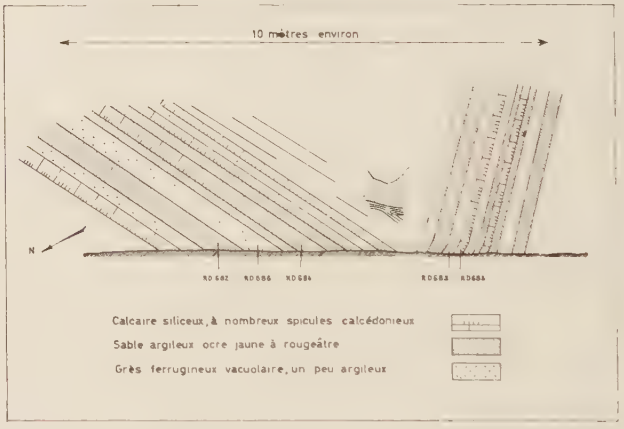


Fig. 40. — *Plissotement local dans une série rythmique du Cénomanien. Route du « Bager » d'Oloron (R.N. 618). Coord. approxim. : x = 370,090 ; y = 94,870.*

PLANCHE XXIII

Carrière de Bidos (x = 361,440 ; y = 101,760). Front de taille d'une dizaine de mètres de haut, de bancs alternants de 20 à 30 centimètres d'épaisseur en moyenne : calcaire dur, cristallin, siliceux et calcaire argileux, montrant un plissement d'ensemble. Coniacien.

CENOMANIEN INFERIEUR

Finalement, en cheminant à travers le Cénomanien de cette région d'Oloron, on remarque une alternance assez soutenue de bancs de grès, de granulométrie assez variable, vacuolaire, aux grains souvent anisométriques, le ciment est calcaréo-argileux et ferrugineux (oxyde de fer), et de lits calcaires argileux, rarement de marnes, en plaquettes, fréquemment bleu foncé à noirâtres, prenant des allures de schistes (Pl. XXII, 4).

Le grès est souvent altéré en sable argileux de couleur ocre. Il contient rarement des débris d'Orbitolines (RD. 868). On trouve aussi, comme on a vu dans la région de Lasseube, des passées de calcaire silicifié à nombreux spicules de Spongiaires calcédonieux, Radiolaires et rares débris de Foraminifères (RD. 684a et 685). Cet ensemble est assez pauvre en microfaune. Le plus fréquemment il ne s'agit que de quelques petits Foraminifères arénacés, sans grande signification stratigraphique, tels que :

Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (tr),
Marssonella oxycona Reuss (tr),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (tr),
Cribrostomoïdes cretacea Cushman et Goudkoff (tr),
Haplophragmoides sp. (r),
Bathysiphon sp. (c),

avec Radiolaires et spicules de Spongiaires (RD. 683, 684b).

Les calcaires argileux ou les marnes contiennent une microfaune plus typiquement cénomanienne, tels les échantillons prélevés dans le ruisseau Daniel, à 1 200 mètres environ au nord-est de Saint-Christeau (HD. 419 à 421) :

Rotalipora apenninica (Renz) (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (r),
Ammospheroidina sphaeroidiniformis (Brady) (r) (cf. Haplophragmium sphaeroidiniformis Brady 1884),
Arenobulimina cf. presli Reuss (tr),
Pseudoclavulina sp. 3 Cuvillier et Szakall (tr),
Débris de *Daxia cenomana* Cuvillier et Szakall (tr),
Cribrostomoïdes trinitensis Cushman et Jarvis (tr),
Haplophragmoides globosus Lozo (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr),

avec les mêmes Foraminifères arénacés cités ci-dessus, des spicules de Spongiaires et des restes d'Ostracodes pyritisés.

CENOMANIEN SUPERIEUR

Le Cénomanien supérieur est assez bien individualisé. On le reconnaît par exemple dans le lit d'un ruisseau qui coule est-ouest, au nord de Saint-Christeau. Les collines prennent d'ailleurs là une morphologie particulière. Elles sont allongées selon la même direction, celle-ci correspondant à la limite Cénomanien-Turonien.

Ce ruisseau a permis de faire des prélèvements dans une marne grise à noirâtre, en petits bancs. Le chemin qui le longe et s'enfonce dans la lande, permet d'observer également une sorte de barre de calcaire argileux, cryptocristallin, légèrement gréseux (jusqu'à 15 % de quartz), assez dur, esquilleux macroscopiquement, gris à bleuté, avec quelques traces de Fucoïdes.

Cette barre, que l'on peut suivre sur près d'un kilomètre, est, non seulement un élément du paysage, mais aussi un faciès caractéristique que nous retrouverons plus à l'ouest. Il s'agit ici de la zone à *Rotalipora cushmani* Morrow.

Les lavages ont, en effet, fourni (HD. 279 à 286 et 422) :

Rotalipora apenninica (Renz) (r),
Rotalipora reicheli Mornod (tr),
Rotalipora cushmani Morrow (ou R. turonica Brotzen) (f),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (c),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi var. *turbinata* Reichel (r),
Hedbergella (Globigerina) cretacea d'Orbigny (r),
Marssonella oxycona Reuss (tr),
Ammospheroidina sphaeroidiniformis (Brady) (r),
Daxia cenomana Cuvillier et Szakall (tr),
Arenobulimina cf. presli Reuss (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (tr),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (tr),
Pseudoclavulina sp. 3 Cuvillier et Szakall (tr),
Clavulinoides cf. havanensis Cushman et Bermudez (tr),
Haplophragmoides globosus Lozo (tr),
Trochammina böhmi Franke (tr),
Spiroplectammina cf. laevis Roemer (tr),
Dorothia pupoides d'Orbigny (tr),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (tr),
Pleurostomella sp. (tr),
Textularia sp. (tr),
Bathysiphon sp. (c).

PLANCHE XXIV

Vue d'ensemble de la carrière de Géronce. Cénomanien supérieur.

TURONIEN

Passage Turonien — Cénomanien.

Le passage au Turonien s'observe le long du ruisseau signalé ci-dessus, juste avant qu'il ne se jette dans l'Ourtau, au nord de Saint-Christeau et à l'est de la ferme Minvielle. Sur le chemin qui s'enfonce vers l'est dans la lande, un échantillon (HD. 278) de calcaire argileux gris à jaunâtre, avec des traces blanchâtres de Fucoïdes, a fourni en lavages des *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen.

Ce niveau alterne, sous un pendage de 60°, avec un calcaire plus dur, à silex, et un grès jaunâtre.

Plus à l'ouest, un calcaire cryptocristallin (AW. 599) prélevé sur le bord de la D. 638 montre la présence d'*Hedbergella, Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *Pithonella* et *très rares Gümbélines*, avec Polymorphinidés, gros spicules de Spongiaires et Radiolaires.

On suit ainsi une large bande, parallèle à la direction pyrénéenne, du nord de Saint-Christeau jusqu'à Buzy.

On constate la *disparition des Rotalipores et l'apparition des Globotruncana bicarénées et des Gümbélines.*

Secteur éruptif de Buzy.

Le Turonien a, également, été le témoin de venues éruptives. Avec la différence qu'il semblerait s'agir, uniquement d'une phase intrusive. On sait que la période d'intrusion précède ou suit la phase d'extrusion pour un même magma, sans tenir compte des périodes stratigraphiques. Il n'y a donc rien, ici, qui soit contraire aux observations habituelles.

Prenons la route qui part de Buzy vers le sud-ouest et aboutit à l'usine hydro-électrique de Saint-Cric. Ce chemin fait un coude brusque à environ 1 500 mètres de Buzy, pour franchir un ruisseau. Sur le côté gauche, en allant sur l'usine, se rencontre un affleurement situé en face de la cote 348, en $x = 371{,}266$ et $y = 95{,}810$. Il s'agit d'une adinole (voir note infrapaginale p. 73), roche spécifique des Pyrénées, compacte, de couleur vert-clair à beige, présentant un rubanement de lits siliceux. Le pendage est de 25° et la direction N.N.-O.

Si on se dirige vers le nord, de l'autre côté de la route, on trouve un petit chemin qui enjambe le ruisselet et montre 20 mètres plus loin, en $x = 371{,}240$ et $y = 95{,}856$, un affleurement d'argile marneuse et schisteuse, en plaquettes, alternant avec de petits bancs de grès très altéré, décalcifié, léger. La marne indurée (HD. 9 à 12 a) n'a fourni que de rares petits Foraminifères arénacés, souvent très abîmés et pyritisés :

Glomospira charoides (Parker et Jones) (tr),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr),
Trochammina sp. (r),
Radiolaires et spicules de Spongiaires.

Le grès argilo-ferrugineux, d'aspect granuleux, contient de très petits quartz (50 à 60 %). Il ne donne aucune effervescence à l'acide (HD. 10).

En continuant le chemin qui contourne la colline 406, 30 mètres après le précédent échantillon, on rencontre une petite excavation sur le côté droit, en $x = 371{,}240$ et $y = 95{,}856$. Le grès, qu'on y découvre, est peu consolidé, vacuolaire, altéré, à ciment argilo-ferrugineux et contient des débris ligniteux (HD. 126). Les quartz (75 % environ) sont assez gros, plutôt hétéromorphes, et plus ou moins corrodés. Il y a de rares paillettes de muscovite. La technique des minéraux lourds montre la présence de hornblende brune (communication orale de R. Elloy).

On remarque aussi une marne argileuse et indurée, légèrement quartzeuse (5 à 7 %) et ferrugineuse, avec de très rares paillettes de mica. Les lavages fournissent une microfaune de plus en plus pauvre de Foraminifères arénacés, écrasés et peu intéressants : *Glomospira charoides* et *Trochammina sp.* (HD. 13).

On observe, alors, de gros blocs de « théralite » sur la gauche du chemin, témoins probables d'une ancienne exploitation. Cet affleurement permet de voir tous les stades de passage d'une roche compacte à grands cristaux de hornblende, à une roche plus ou moins bulleuse avec des pisolithes de calcite (HD. 14, en $x = 371{,}072$ et $y = 95{,}860$).

En continuant ce filon vers le sud-ouest, que le tracé de la ligne à haute tension suit à cet endroit, on arrive à l'extrémité d'un bois, devant une source surgissant de dessous la roche éruptive et se jetant dans le ruisseau Bourmassa.

Reprenons, à nouveau, la route Buzy-usine Saint-Cric, après le tournant où j'ai prélevé l'adinole. Cent mètres au sud, une carrière de « théralite » à grands cristaux de hornblende (HD. 20) s'ouvre en face le chemin qui mène à la ferme Sabaté. Directement au sud de cette dernière ferme, une ancienne exploitation montre un front de taille de 10 à 15 mètres de puissance. On y observe de nouveau, au sommet, une adinole directement en contact avec une « microthéralite », puis une « théralite » normale. De direction nord avec un pendage de 18°, cet affleurement paraît bien être le témoin d'un filon-couche.

En continuant vers l'ouest, le chemin passe devant la ferme Sabaté et recoupe, avant un grand tournant ($x = 370{,}954$ et $y = 95{,}560$), un affleurement de marne argileuse (HD. 15) très altérée, jaune, avec passées bleutées. Cette marne, partiellement décalcifiée (très faible effervescence à l'acide), est assez ferrugineuse et légèrement gréseuse (7 à 10 % de quartz). On y remarque, avec de rares débris ligniteux et de fins spicules de Spongiaires, de très rares *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen, avec :

Hedbergella (*Globigerina*) *cretacea* d'Orbigny (tr), *Glomospira charoides* (Parker et Jones) (tr), *Cibicides sp.* et *Trochammina sp.* (tr).

Toujours en allant vers l'ouest à sud-ouest, on rencontre encore quelques affleurements de marne argileuse, indurée, ferrugineuse et légèrement gréseuse ; ou bien du grès (HD. 16) à ciment calcaire, contenant 70-80 % de petits quartz isomorphes et des granules ferrugineux, en particulier dans le thalweg entre l'usine Saint-Cric et la cote 385.

La cheminée d'équilibre de l'usine hydroélectrique de Saint-Cric est bâtie sur l'emplacement d'un filon de « théralite » plus ou moins altérée. A l'entrée, à droite de l'édifice, on trouve l'éponte inférieure. Il s'agit d'une marne « cuite » blanche, grise ou rougeâtre, ayant certainement subi un métamorphisme de contact. De direction nord, elle pend de 50° et a pour coordonnées $x = 370{,}260$ et $y = 95{,}244$. A gauche, l'éponte supérieure est une sorte d'*adinole* très altérée, de direction et pendage analogues à la marne.

Le filon de « théralite », lui-même, montre une roche pourrie, en boules où il ne subsiste plus qu'un caillou au centre, encore dur et non décomposé. Ce mode d'altération est plutôt classiquement connu pour le granit.

Région nord de Saint-Christeau.

Lorsqu'on traverse la bande turonienne synclinale, au nord de Saint-Christeau, on rencontre divers faciès de Flysch carbonaté le long du gave d'Aspe ou de l'Ourtau.

C'est un calcaire gréseux (jusqu'à 25 % de quartz anguleux), avec des filonnets de calcite, de la pyrite. Le fond est microcristallin. Il contient des Buliminidés, Spiroplectammina, Pithonella, Hedbergella (Globigerina), rares Globotruncana (dont *G. lapparenti lapparenti* Brotzen), Radiolaires, nombreux et gros spicules de Spongiaires (HD. 289 ou AW. 596) ;

— ou un calcaire microcristallin, plus ou moins argileux à petits Foraminifères : Verneuilinidés, Buliminidés, Cunéolines, Pithonella, Milioles, Gümbélines, Rotaliidés, Echinodermes, Ostracodes, Mollusques et quartz néoformés (5 à 7 %) (HD. 455, AW. 586 à 588-595).

C'est un calcaire cryptocristallin à Pithonella, Globigérines, Gümbélines, Radiolaires et spicules de Spongiaires (AW. 597) ;

— ou un calcaire grumeleux à granuleux, à divers Textulariidés, Buliminidés, Verneuilinidés, Polymorphinidés, Milioles, Pithonella, *Gümbélines* et *Globotruncana helvetica* Bolli (AW. 591), très rares restes de gros spicules uniaxes de Spongiaires et débris d'Algues. Il y a 7 à 10 % de quartz anguleux moyens et de nombreux filonnets de calcite (échantillons HD. 287, 449 à 451, 456, 458, AW. 598). Ce microfaciès peut être recristallisé et présenter de très rares plages siliceuses (HD. 448-452) avec des spicules calcédonieux.

Il y a, enfin, des bancs de marne argileuse, ferrugineuse, à grain fin. Le fond est cryptocristallin, finement siliceux (5 à 7 % de quartz), avec des débris ligniteux, de la pyrite, de rares paillettes de muscovite. On y découvre seulement de rares fins spicules uniaxes de Spongiaires en lavages (HD. 453, 454, 459).

Synclinal d'Oloron.

L'auréole turonienne commence à la hauteur de Soeix, passe au nord d'Eysus, et se dirige ensuite vers l'est sur Pélégria, pour remonter au nord sur la rive droite du gave d'Ossau (voir *fig.* 41).

Le synclinal d'Oloron, ainsi que je l'ai appelé, est plutôt une sorte de *synclinorium*. Il montre, en maints endroits, de nombreux plissements synclinaux et anticlinaux locaux, dont il faut faire abstraction, afin de dégager l'allure générale.

Pour compliquer les observations, les différents niveaux sont peu zoogènes et la tâche s'avère délicate. Quoi qu'il en soit, le Turonien présente les mêmes faciès que dans la région de Lasseube.

La couleur ocre à brunâtre domine et semblerait presque caractéristique de ce niveau. On y observe fréquemment, de la même façon qu'à Lasseube (voir p. 109), la présence de calcaire silicifié ou de silex.

La meilleure coupe de cet étage peut être suivie le long du chemin qui, depuis la ferme Plou (est de Bidos), se dirige vers le « bager » nord. Ce chemin a été tracé sur le sommet des coteaux. Il serpente en dominant, à l'ouest la vallée du gave d'Aspe, et à l'est, la descente graduelle des collines vers le gave d'Ossau.

On recoupe le Turonien depuis la ferme Mondine au sud (2 km à l'est d'Eysus), jusqu'à Serre-Soeix (N.-E. de Soeix) au nord. La limite avec le Sénonien inférieur passe sensiblement à la hauteur de la ferme Larrieu (voir *fig.* 41).

Une bonne séquence s'observe sur le talus d'une route nouvellement goudronnée, qui monte en épingle à cheveux au sud de la maison Candaus, depuis la route D. 238 qui longe le gave d'Aspe jusqu'au chemin dont je viens de parler, qu'elle rejoint un peu avant la cote 311.

On remarque, alternant avec un grès jaune, altéré le plus souvent en sable à grain fin et très ferrugineux (oxyde de fer), une marne feuilletée, rubanée, en petits lits, le plus souvent jaunâtre, rarement grise, verte ou rouge. Elle peut être altérée et devenir blanchâtre (HD. 193). La microfaune est rare, en majorité constituée de Foraminifères arénacés et de débris de Spongiaires (lavages HD. 186 à 191 et AW. 682 à 690).

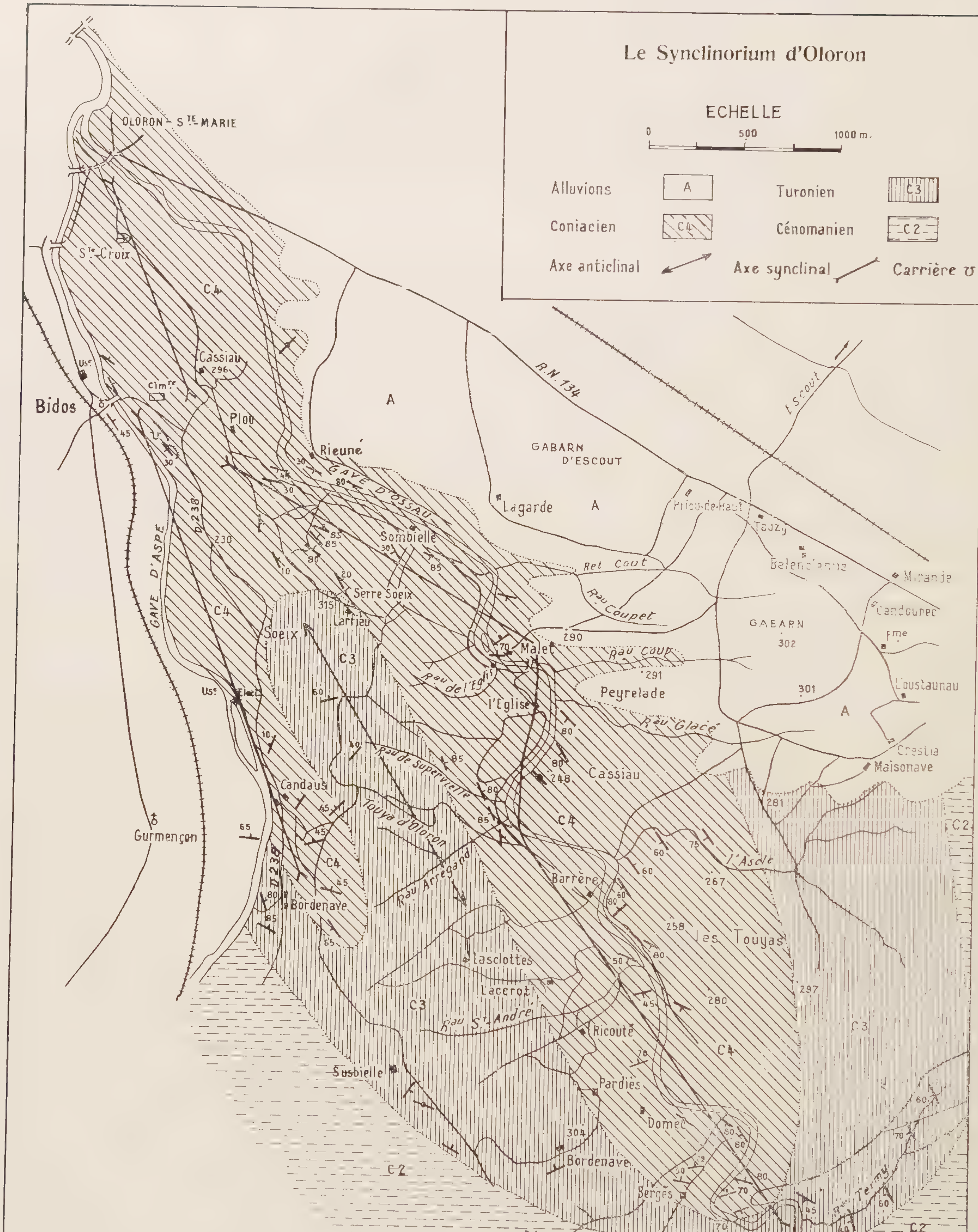

Le Synclinorium d'Oloron
ECHELLE
0
500
1000 m.
Alluvions
A
Turonien
C3
Coniacien
C4
Cénomanien
C2
Axe anticlinal
Axe synclinal
Carrière
OLORON - S^{TE} MARIE
S^{te} Croix
Cassiau
Bidos
Plou
Rieuné
GAVE D'OSSAU
GAVE D'ASPE
D.238
Sombielle
Serre Soeix
Larrieu
Soeix
Malet
l'Eglise
Peyrelade
Cassiau
Candaus
Gurmençon
Touya d'Oloron
R^{au} Arregand
Barrère
Bordenave
Les Touyas
Lasclottes
Lacerot
R^{au} S^{t} Andre
Ricouté
Susbielle
Pardies
Domec
Bordenave
Berges
Pacy
R.N. 134
GABARN D'ESCOUT
Lagarde
Escout
Tauzy
GABARN
Loustaunau
Maisonave
Mirande
l'Asde
R^{au} Coupet
R^{au} Glacé
R^{au} de Supervielle
R^{au} de l'Eglise
C2
C3
C4

Fig. 41.

Dans un résidu de plaquettes marneuses, tendres, parfois couleur crème, avec un peu de pyrite, oxyde de fer, quartz et rares paillettes de muscovite, on reconnaît :

Ammodiscus gaultinus BERTHELIN (tr),
Ammobaculites subcretaceus CUSHMAN et ALEXANDER (tr),
Ammobaculites alexanderi CUSHMAN (tr),
Bathysiphon alexanderi CUSHMAN (c),
Cribrostomoïdes trinitensis CUSHMAN et JARVIS, (tr),
Glomospira gordialis (PARKER et JONES) (tr),
Haplophragmoides cf. globosus LOZO (r),
Haplophragmoides cf. platus LOEBLICH (tr),
Hyperammina elongata BRADY (tr),
Lituotuba lituiformis CUSHMAN (tr),
Marginulina cf. bullata REUSS (tr),
Marssonella oxycona REUSS (r),
Nodellum velascoense (CUSHMAN) (r),
Pelosina complanata FRANKE (r),
Trochammina globigeriniformis (PARKER et JONES) (tr),
Reophax sp. (tr),
Trochammina cf. stefanssoni TAPPAN (tr),
Trochammina umiatensis TAPPAN (tr),

ainsi que de rares Pithonella, Radiolaires et spicules de Spongiaires.

Un lavage (AW. 709) montre, enfin, de nombreux spicules de taille et forme diverses. Il s'agit probablement de desmes de Lithistidés, dont les Phyllotriaènes, irréguliers par définition, ne sont pas les moins curieux.

Ces restes d'Eponges siliceuses s'observent aussi dans les calcaires siliceux, dont on rencontre de fréquents lits sur toute l'épaisseur de ce Turonien. Il s'agit d'une roche, le plus souvent totalement décalcifiée (aucune effervescence à l'acide), silicifiée et vacuolaire par dissolution des carbonates. Elle renferme une proportion très appréciable de spicules de Spongiaires (Spongolithe ?) fréquemment calcédonieux, qui peuvent être orientés (AW. 714-716). Pour reprendre une phrase de L. CAYEUX (1935, p. 57) :

« Dès que les spicules acquièrent quelques fréquences, les roches de cette catégorie sont, non seulement siliceuses, mais silicifiées dans une certaine mesure, et il arrive même que l'association des deux éléments, calcaires et silice organique, leur assure une histoire compliquée. »

Cette roche contient, outre de rares Radiolaires, quelques Foraminifères à l'état de fantômes : Textulariidés, Lagenidés, avec quelques grains de quartz clastiques (3 à 5 %) et de glauconie en éléments irréguliers et mamelonnés, un peu d'oxyde de fer, pyrite, débris ligniteux. Le fond laisse parfois deviner une ancienne structure grumeleuse ou graveleuse. On peut, en effet, découvrir ce niveau, localement silicifié, sous la forme d'un calcaire microcristallin à cryptocristallin, par endroits grumeleux, à Pithonella, Milioles, très petites Gümbélines, Polymorphinidés, spicules de Spongiaires pouvant être très gros et calcédonieux (AW. 692 à 695).

Localement, on rencontre aussi le calcaire cryptocristallin, légèrement argileux, signalé à l'est de la ferme Plâ dans la région de Lasseube (voir p. 112). Il constitue par exemple un affleurement, sur la rive gauche du gave d'Ossau, dans le périclinal sud du synclinal d'Oloron, à l'est et au nord-est de la ferme abandonnée Pacy (HD. 297-298).

Il s'agit d'un calcaire dur, bleu à grisâtre, en gros bancs lités, épais de 1 à 2 mètres, où se remarquent des traces de Fucoïdes. Les plaques minces montrent la présence de Textulaires, Pithonella, petites Gümbélines, Globigérines (*Hedbergella* cf. *amabilis* LOEBLICH et TAPPAN ?) avec de fins spicules de Spongiaires, un peu de pyrite et des traces de glauconie.

Une petite coupe dans le ruisseau Termy, au nord du bois de Pélégria, rive droite du gave d'Ossau, traverse du Turonien sous la forme d'un calcaire à fond cristallin, parfois cryptocristallin, légèrement argileux, graveleux ou granuleux, selon les lits. On y reconnaît (D. 678) la présence de Spiroplectammina, Cunéolines, *Dictyopsella* aff. *kiliani* MUNIER-CHALMAS, Gyroidina, rares petites Gümbélines, *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY, *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, ainsi que *Globotruncana helvetica* BOLLI, avec d'autres Globotruncana bicarénées (dont *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN), Radiolaires, gros spicules uniaxes de Spongiaires, Echinodermes, Mollusques.

Le fond de la roche contient de rares petits quartz anguleux ou plus rarement néoformés, avec de petits plagioclases.

Plus au sud, à peine 500 mètres avant que le ruisseau Termy ne se jette dans le gave (x = 365,580 et y = 97,750), on observe des marno-calcaires (D. 679), à très petits Pithonella, dans un fond cryptocristallin, avec quelques filons de calcite, pyrite et débris ligniteux. Ce faciès fait déjà songer au Cénomanien.

Une nouvelle coupe levée par M. BUCHSTEIN (thèse, 3e cycle, Dijon, 1964), dont j'ai étudié les échantillons, montre du Turonien à *G. helvetica* BOLLI presque jusqu'à la source du ruisseau de Termy, près de la ferme Barate-Borde. On retrouve ensuite le Cénomanien supérieur à *Rotalipora cushmani* MORROW et *R. reicheli* MORNOD, un peu au sud de la cote 342, dans le bois d'Escou (voir *fig.* 42).

SENONIEN INFERIEUR

CONIACIEN.

C'est en suivant le gave d'Ossau par les sentiers qui longent sa rive, que l'on découvre les meilleurs affleurements du Sénonien inférieur. On trouve du

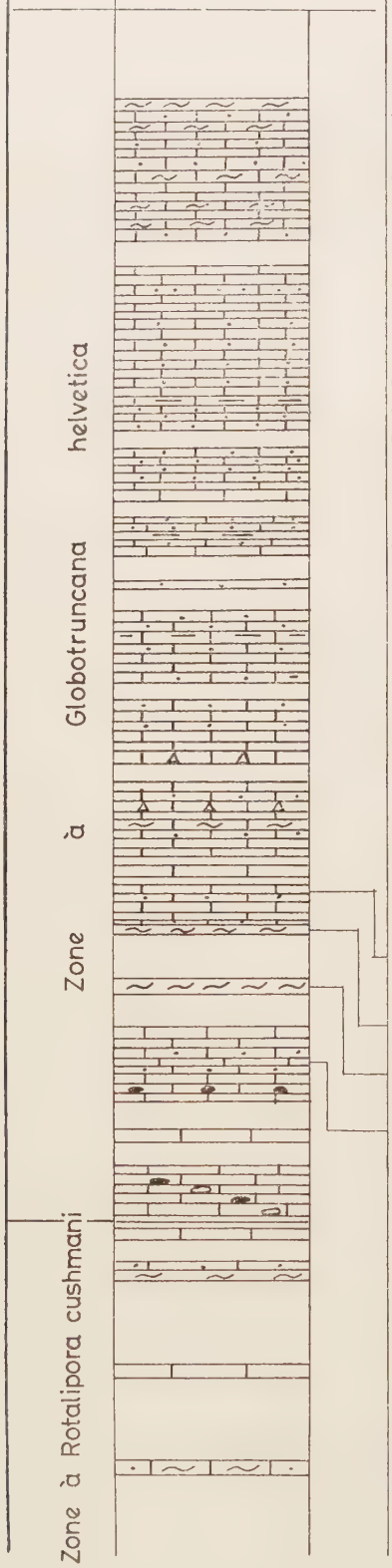


FIG. 42. — *Coupe du ruisseau de Termy.*

Coord. approxim. : de x = *365,100,* y = *97,460 à* x = *366,150,* y = *98,410.* Echelle : 0 — 100 — 200 m.

Coniacien tout le long de son cours, avec des faciès très semblables à ceux de la région de Lasseube (*cf.* coupe du ruisseau de Soumet, au nord de la ferme Bécas, p. 111).

Le gave, coulant sensiblement selon l'axe synclinal, rend difficile le lever d'une coupe à travers cet étage ; celui-ci ne semble d'ailleurs présenter que peu de variétés dans ses faciès.

Dans le périclinal sud, sur la rive gauche du gave, entre les fermes Berges et Pacy (abandonnée), dans le lit d'un ruisseau à sec, à l'entrée de la forêt, un lavage prélevé dans une marne noire à grisâtre, en plaquettes, a livré (HD. 205) :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (r),
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau (tr),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Pelosina complanata Franke (r),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr),
Haplophragmoides aff. globosus Lozo (tr),
Ammobaculites alexanderi Cushman (tr),
Trochammina sp. (r),
Clavulinoides sp. (tr),
Reophax sp. (tr),

ainsi que plusieurs espèces de Radiolaires et des spicules de Spongiaires.

Le résidu du lavage fournit de fines paillettes de muscovite et de très rares quartz pouvant être bipyramidés.

L'association de la microfaune paraît appartenir à du Coniacien.

Cette marne alterne avec du calcaire un peu siliceux, dur, compact, en bancs de 10 à 20 cm. Les plaques minces (HD. 202-203) montrent un calcaire à fond cristallin, graveleux, avec quelques passées cryptocristallines, à rares débris de Textulariidés, Buliminidés, Spiroplectammina, Spirillina, Dictyopsella, Pithonella, Globotruncana et des spicules de Spongiaires, Echinodermes, Bryozoaires, ainsi que de rares filonnets de calcite, un peu de glauconie, de pyrite, d'oxyde de fer et de petits éléments schisteux. Les quartz anguleux atteignent un pourcentage de 3 à 5 %.

Il suffit de parcourir les rives du gave pour se rendre compte de la grande variété, et parfois complexité, des plissements de ce Flysch. Il est évident que, sédiment plastique au départ, vu l'hétérogénéité de ses constituants, il a pu se déformer et se plisser pour de multiples causes. L'érosion du cours d'eau a laissé subsister des restes de plis, dont la direction et le pendage sont trompeurs. Je donne un exemple de ces cas fréquents sur le terrain (*fig.* 43).

Fig. 43. — *Schéma d'affleurements coniaciens le long du gave d'Ossau, au Sud de la ferme Rieumé. On observe un reste de pli, érodé, au premier plan.*

Le schéma a été pris dans la nature, au sud de la ferme Rieuné, sur le flanc est du synclinal. Le sentier qui serpente parmi une végétation où dominent le houx, le buis et le noisetier, arrive brusquement au bord d'une sorte de petite crique abritée. De là, on observe à l'aise un coude du gave, dont le flot principal roule rapidement, en grondant.

La rive gauche montre les reliefs d'un pli que j'ai essayé de restituer. Les échantillons (HD. 160 à 165), prélevés à cet endroit, permettent d'étudier un calcaire grumeleux ou granuleux, à fond cristallin, contenant de petits *Pithonella, Gümbélines, Globigerina cretacea* d'Orbigny, et de fins spicules de Spongiaires.

J'ai également trouvé un calcaire microbréchique, graveleux, à très rares débris d'Ammobaculites, Textulaires, Spiroplectammina, Pithonella, Dictyopsella, Milioles, Globigerina cretacea, Globotruncana, restes d'Echinodermes, Mollusques, Algues (Mélobésiées) ; quelques éléments de glauconie, des débris schisteux, ainsi que des stylolithes ferrugineux, s'y remarquent fréquemment.

Les lavages ont fourni quelques Foraminifères arénacés : *Verneuilina cf. cretacea, Trochammina sp., Haplophragmoides sp.*, avec de très rares *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen et des spicules uniaxes de Spongiaires.

Que ce soit dans le gave d'Ossau ou dans les divers ruisseaux qui s'y jettent : ruisseaux de la ferme Sombielle, de l'Eglise, de Supervielle, Arregand, Saint-André, de la ferme Berges, pour la rive gauche, et l'Ascle pour la rive droite, les affleurements présentent une gamme assez constante de faciès. On observe un calcaire bleu à grisâtre, dur, compact, cristallin, avec des traces de Fucoïdes et des filonnets de calcite. Il passe à un calcaire siliceux, beige à gris, en gros bancs, quelquefois avec des silex noirs, comme sur le bord du gave, au nord de la ferme Malet (HD. 173) ; ou bien encore un calcaire plus ou moins argileux, en lits minces, bleu à noir.

Les microfaciès sont assez divers : on rencontre un calcaire microbréchique, légèrement gréseux (7 à 10 % de quartz anguleux) (HD. 144) ; un calcaire graveleux ou grumeleux, à fond cristallin (HD. 146). On observe aussi, soit un calcaire cryptocristallin, avec des passées microcristallines granuleuses, soit, enfin, un calcaire argileux ou une marne argileuse, ferrugineuse, avec des petits cristaux de calcite épars (HD. 12) (intraclasts de R.-L. Folk).

L'inventaire des restes organiques permet de citer :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau (tr),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (r) (D. 688, dans le lit de l'Ascle),
Dictyopsella aff. kiliani Munier-Chalmas (tr),
Cuneolina cf. pavonia d'Orbigny (tr),
Vidalina sp. (tr),
Rotalia cf. trochidiformis Lamarck (tr),
Gyroidina sp. (tr),

avec des débris de Lituolidés, Verneuilinidés, Buliminidés, Lagenidés, Polymorphinidés, Rotaliidés, Ammobaculites, Haplophragmoides, Spiroplectammina, Textulaires, Bigenerina, Spirillina, Nodosaria, Pithonella, Radiolaires à bord le plus souvent pyritisé et gros spicules de Spongiaires pouvant être calcédonieux, nombreux et orientés ; ainsi que des restes d'Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques (Gastéropodes et Lamellibranches), Algues (Mélobésiées) (HD. 159-182).

On découvre aussi des restes plus spécifiquement remaniés du Cénomanien : *Pseudolituonella reicheli* Marie, Orbitolines, Préalvéolines (HD. 170).

Le contenu minéral de la roche montre souvent de la glauconie, *qui paraît assez habituelle dans les faciès coniaciens*, avec de rares paillettes de muscovite, de petits quartz anguleux (10 à 15 %) ou néoformés (HD. 207), de l'oxyde de fer, de la pyrite, des débris calcédonieux et plages siliceuses (HD. 173), ainsi que de rares plages ou filonnets de calcite et des dendrites de manganèse.

De même que le gave d'Ossau emprunte le tracé principal du synclinal d'Oloron, il semble que le gave d'Aspe suive, du moins sur la partie de son cours entre Gurmençon et Bidos, un tracé analogue, secondaire, car de plus faible extension.

Ce fait est surtout visible à Bidos où les rives du gave, en amont du pont, présentent des directions opposées à celles que l'on voit dans la *carrière dite de Bidos*, pour un même faciès de roches.

Sur la rive gauche et sous le lavoir par exemple, on observe un calcaire dur, compact, siliceux, bleu à grisâtre, à patine claire par altération superficielle due aux eaux du gave, en bancs moyens de 20 cm,

---

PLANCHE XXV

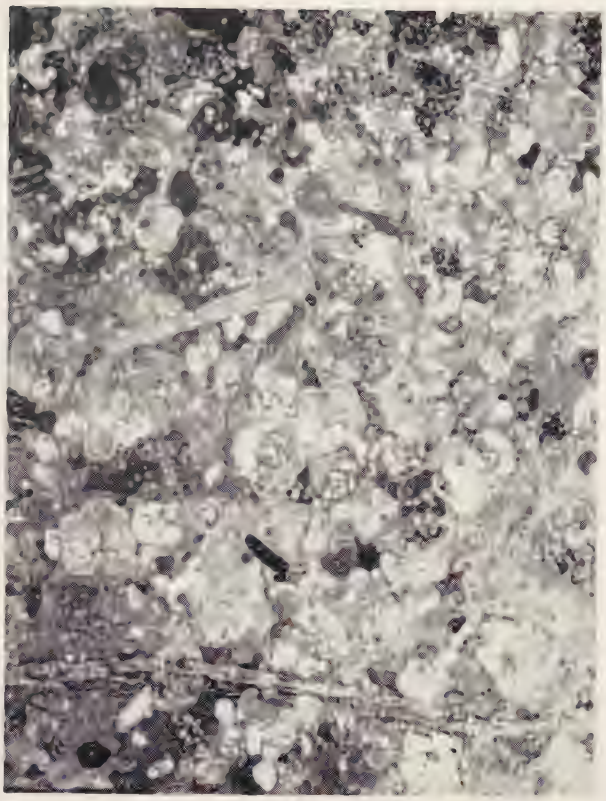
1. *LD. 21* (x 24). *Synclinal de Josbaig, bois de Chéraute. Roche siliceuse et chloriteuse, grec quartz néoformés, probablement dus à la friction entre couches. Coniacien.*

2. *RD. 865* (x 19). *Route de Chabalgoïty, au niveau de Bentaberry. Calcaire détritique à nombreuses* Praeglobotruncana stephani Gandolfi, Globigerina cretacea d'Orbigny, *restes de Radiolaires et Echinodermes. Turonien.*

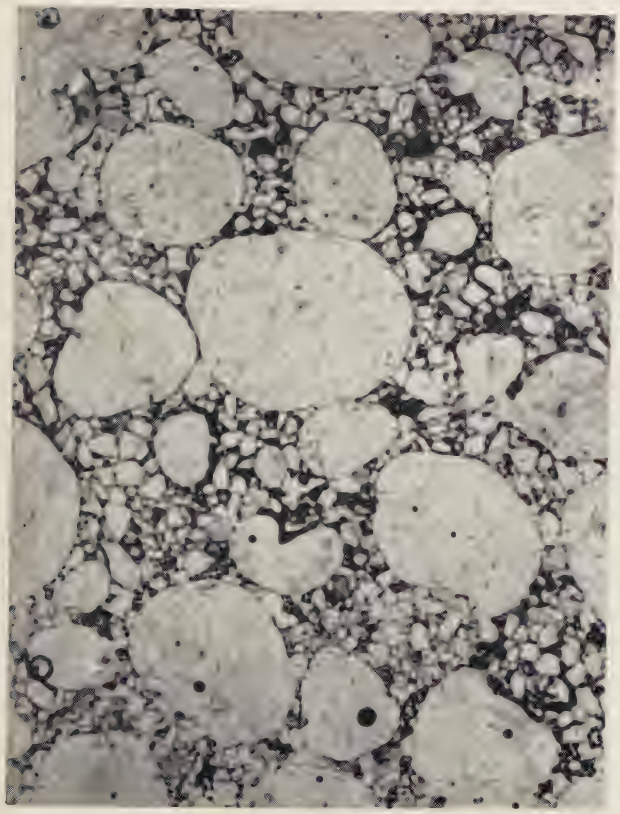
3. *HD. 920* (x 28). *Accident du Joos, N.-O. de l'école. Grès à ciment ferrugineux, à structure bimodale. Cénomanien.*

4. *AE. 973* (x 18). *S.-O. col Hidogaratia. Section à travers un « septaria ». Calcaire argileux et calcite. Albien terminal.*

1



2



3

4

1

2

alternant avec un calcaire plus argileux, de même teinte.

La carrière qui est actuellement exploitée, se trouve sur la rive droite du gave, à 400 ou 500 mètres du pont (coordonnées approximatives : $x = 361{,}440$ et $y = 101{,}760$). On y accède par un chemin qui s'ouvre sur la départementale 238, en face du petit cimetière de Bidos. Ce sentier passe, d'abord, devant une ancienne exploitation complètement abandonnée et masquée par un rideau d'arbres et de ronces. Puis, on arrive, après avoir longé les restes moussus d'une ancienne construction, dans ce qui est l'actuel front de taille, dont les dimensions approximatives doivent atteindre une dizaine de mètres de haut, pour une aire, en arc de cercle, de 60 à 80 mètres. Il existe une seconde ancienne carrière immédiatement au sud-est et en communication directe avec l'exploitation en cours. Le front de taille de celle-ci, permet d'observer un très bon exemple de plissottement, dont je donne une photographie (Pl. XXIII).

Les bancs alternants, de 20 à 30 centimètres d'épaisseur en moyenne, sont principalement constitués par un calcaire dur, compact, cristallin, siliceux, organogène, beige, café au lait ou bleuté. Cette roche est taillée en moellons dans ses parties saines et localement utilisée pour la construction. On trouve aussi un calcaire plus marneux, bleu à grisâtre, dont les dalles litées peuvent ne mesurer que 5 centimètres d'épaisseur. Elles permettent de contempler de nombreuses traces, pistes de toutes sortes, ainsi que des Fucoïdes. Entre ces bancs durs, existent des lits brillants noirs à grisâtres de marne argileuse, feuilletée, d'une dizaine de centimètres d'épaisseur.

Le calcaire cristallin (AW. 827 à 829 et V. 894) montre, en plaques minces, un fond finement grumeleux ou graveleux, avec quelques gros quartz anguleux (3-5 %) ou quelques plages siliceuses, un peu de pyrite, oxyde de fer, de rares éléments de glauconie et de la muscovite. Le contenu organogène se compose de :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (c),
Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau (tr),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Dictyopsella aff. kiliani Munier-Chalmas (tr),

avec des débris de Verneuilinidés, Textulariidés, Miliolidés, Lagenidés, Rotaliidés, ainsi que des restes de Radiolaires, spicules de Spongiaires uni- ou triaxes plus ou moins calcédonieux, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques et Algues.

PLANCHE XXVI

1. *Vue sur le Lombrets (cote 561). Wildflysch. Depuis le col d'Etche (cote 374).*

2. *LD. 43. Affleurement de calcaire argileux, feuilleté, de couleur grisâtre, sur le chemin du col d'Etche. Cénomanien.*

II

LE PAYS CALCAIRE

CHAPITRE XII

DE LA VALLEE D'ASPE AU SAISON

Partagée entre la Soule et le Barétous, entre le gave d'Aspe et la vallée du Saison, cette dernière région est un pays assez différent de ceux observés jusqu'alors.

On constate surtout une plus grande richesse en carbonate dans cet ensemble lithologique. Il y a peu de marne ou d'argile plastique, en majorité des calcaires assez indurés, avec un peu de grès. La moins grande hétérogénéité des matériaux a sans doute permis une plus grande résistance à l'érosion. Pour G. VIERS (1959, p. 442) cependant :

« Les sommets de ce secteur ne résultent pas d'une érosion différentielle où les calcaires seraient en cause. En fait, ils constituent les restes d'une diramation du front nord-pyrénéen dont le relief, saillant pour des causes tectoniques, a reculé surtout pendant la phase de sédimentation mio-pliocène. »

Nous sommes brusquement en présence de hautes collines aux pentes raides et aux sommets chauves. Les plus élevées ont déjà un aspect de montagnes : Signal de Chéraute (436 m) (signal de triangulation de premier ordre), sommet du bois de Chéraute (557 m), Ahargou (611 m), Cambeillon (660 m), le Soum de Sabareille (472 m), Bugalaran (623 m), Lombrets (577 m).

Leur versant sud, à peine égratigné de ravins rectilignes, est abrupt et rocailleux, livré à la fougeraie ; celui du nord, le plus souvent planté de forêts silencieuses, aux grands fûts de chênes et de hêtres : bois de Chéraute, de Cambeillon, de Gouloume, bois de Bervielle, de Bénébitz, de Bugangue, bois de Labaig.

Ces hauteurs séparent tout un lacis de vallées, drainées vers le nord par le Saison, le Vert et le gave d'Oloron, qui rassemblent dans leurs plaines alluviales la majorité de l'habitation, en une succession de petits bourgs.

Il faut également citer la charmante petite rivière du Joos qui traverse Barcus. Autour de cet aimable village basque, que ce soit en allant sur Esquiüle ou en empruntant la route vers Montory, les vertes prairies qui bordent le Joos sont plantées de peupliers frémissants. Presque chaque épaulement porte une coquette maison blanche, aux volets marrons ou verts, dominé par des collines rondes, domaine de la lande piquetée de petits chênes-tauzins et de genévriers.

Le paysage change, devient plus aride, si l'on suit la D. 24 vers Mauléon. La route très pittoresque et tourmentée jusqu'à la vallée du ruisseau le Ghéchal, tributaire du Lausset, suit la trace de la structure anticlinale ancienne. On y observe de très nombreux plis dans la montée à la cote 438.

On arrive, ainsi, jusqu'au fronton de Hoquy, poste avancé de la ville de Mauléon.

En revenant vers le plateau de piémont du bois de Josbaig, la route (D. 25) longe les bords du Lausset et traverse le village de l'Hôpital-Saint-Blaise tassé autour de sa petite église romane d'inspiration orientale, vestige oublié sur la route du pèlerinage à Saint-Jacques-de-Compostelle.

A l'inverse de ce qui se passe plus à l'est, les fonds de vallées, démesurément élargis, ne montrent que rarement des affleurements. Le Vert et le Joos ont le plus fréquemment leur cours engorgé d'alluvions, sauf à leur confluence avec le gave d'Oloron. Mais, la région étant moins couverte dans l'ensemble, la roche s'observe assez facilement. Il y a de

nombreux chemins et des voies de pénétration à l'intérieur plus aisées.

Ce pays est assez abondamment arrosé et relativement riche. La présence de l'eau et la plaine au pied des collines favorisent la culture et l'élevage ; les forêts sont exploitées. On observe de nombreuses sources, souvent ferrugineuses, au contact des marnes noires albiennes. Les bains de Féas, réputés pour soigner les rhumatismes, seraient la plus remarquable de ces venues d'eau.

Collines et vallées verdoyantes donnent à cette contrée un abord paisible et accueillant où il fait bon flâner, loin de l'agitation bruyante de la vie moderne. Le géologue y trouve aussi ample matière à réflexion.

Le synclinal largement ouvert du Josbaig est orienté N.-O. - S.-E., selon la direction armoricaine. Je commencerai son étude stratigraphique par le flanc nord.

I. — LE SYNCLINAL DU JOOS.

A. — De Géronce a Esquiüle (Flanc nord).

Cénomanien.

Une excellente coupe du Cénomanien m'a été fournie par le petit sondage de Préchacq—core drill I (Pc.C.D.I.) (S.N.P.A.) implanté au sud de Préchacq-Josbaig, en bordure de la route D. 135 (voir *fig.* 44); ses coordonnées sont : x = 352,608 et y = 111,255, z. sol = 171,21. Son but était de reconnaître la pente et le style de l'accident limitant au nord le synclinal de Josbaig.

Sous 15 mètres d'alluvions, il a rencontré un Cénomanien moyen et recoupé la série jusqu'à 1 019,30 m, pour s'arrêter dans du Cénomanien inférieur.

La description des terrains traversés est la suivante :

De 15 à 670 mètres : Alternances de :

— Calcaire microcristallin à grain fin, à fréquents filonnets de calcite, légèrement gréseux (2 à 3 % de petits quartz) et ferrugineux (oxyde de fer et un peu de pyrite). On y observe quelques très rares débris de Pithonella, Rotalipores, Globigérines, Radiolaires.

— Marne plus ou moins argileuse et ferrugineuse, finement gréseuse (5 à 7 % de petits quartz). On y trouve une microfaune assez variée :

Rotalipora apenninica (Renz) (c),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi var. *turbinata* Reichel (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Globigerina aff. *paradubia* Sigal (tr),
Anomalina breggiensis Gandolfi (tr),
Nodosaria limbata d'Orbigny (tr),
Marginulina bulleta Reuss (tr),
Dorothia aff. pupoides d'Orbigny (tr),
Pleurostomella subnodosa Reuss (tr)
Textularia aff. ripleyensis Berry (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr)
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr),

De 670 à 844 mètres, c'est la marne argileuse et ferrugineuse qui devient prédominante, avec toujours une microfaune à *Rotalipora apenninica* (Renz), mais plus rare.

A partir de 844 mètres et jusqu'au fond (1 019,30 m), en plus de cette marne, apparaît un calcaire finement graveleux, à fond cristallin, très légèrement gréseux (2 à 3 %), parfois microbréchique (quelques éléments de marne remaniée). On y voit des restes de Lituolidés, Verneuilinidés, Lagenidés, Polymorphinidés, Pénéroplidés, Textulaires, Spiroplectammina, Glomospira, Orbitolines, Spirillina, Précunéolines, Cunéolines, Milioles, Pithonella, Radiolaires, spicules de Spongiaires, Echinodermes, Ostracodes, Mollusques, Algues (Mélobésiées, Dasycladacées). A noter, également, quelques rares plages siliceuses et un peu de pyrite.

Il semble que, depuis 670 mètres, on puisse être dans le Cénomanien inférieur. Il est probable que le forage a été arrêté très près du sommet de l'Albien.

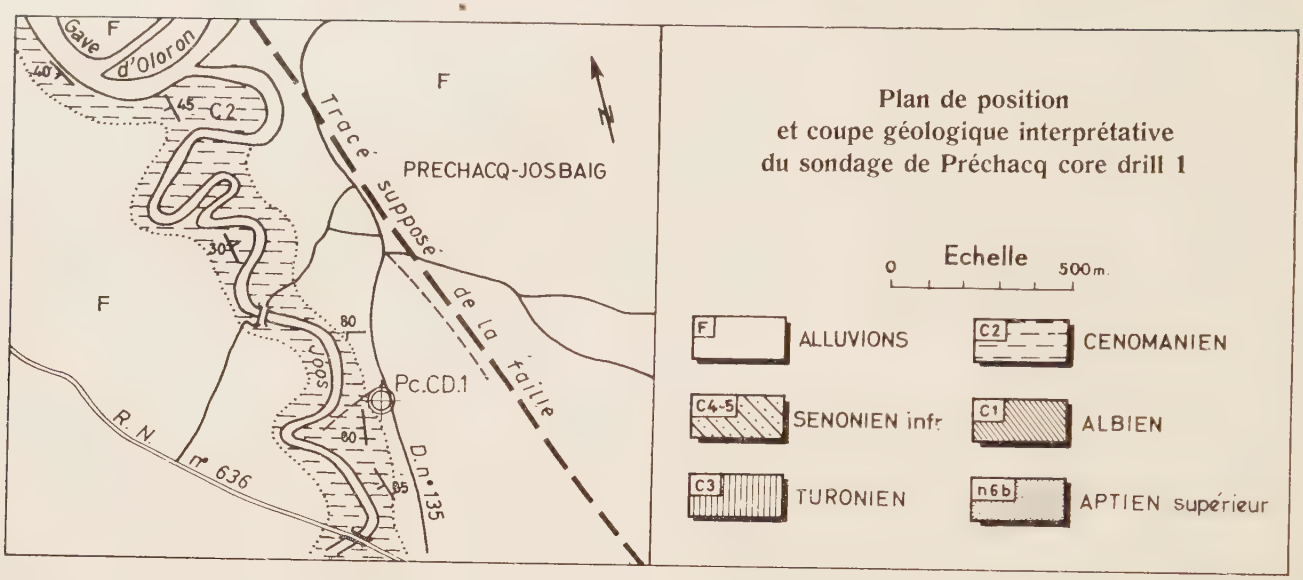
Le Cénomanien supérieur est seul visible à l'affleurement, soit dans la *carrière de Géronce,* soit sur les rives du Joos jusqu'à sa confluence avec le gave d'Oloron.

La carrière de Géronce (Pl. XXIV) se trouve à l'ouest-nord-ouest du village. En partant de la R.N. 636 (route d'Oloron à Navarrenx), il faut prendre le troisième chemin à gauche dans Géronce, quand on va vers Saint-Goin, et traverser le Joos.

A l'entrée de l'exploitation, on remarque des marnes rougeâtres à lie-de-vin (anciens sédiments triasiques ?), qui deviennent, ensuite, de couleur grisâtre quand on s'avance vers le front de taille. Ces marnes contiennent une abondante microfaune du Cénomanien élevé (échantillons HD. 25 a, b, c, d).

Je citerai :

Rotalipora apenninica (Renz) (c), (formes intermédiaires entre α et β de Gandolfi, donc très évoluées).
Rotalipora apenninica (Renz) var. *typica* Gandolfi,
Rotalipora montsalvensis Mornod (tr).


Gave d'Oloron
F
40
45
C2
30
F
Tracé supposé de la faille
PRECHACQ-JOSBAIG
80
Pc.CD.1
80
85
R.N. n° 636
D.n°135
Plan de position
et coupe géologique interprétative
du sondage de Préchacq core drill 1
0 Echelle 500m.
F ALLUVIONS
C2 CENOMANIEN
C4-5 SENONIEN infr.
C1 ALBIEN
C3 TURONIEN
n6b APTIEN supérieur

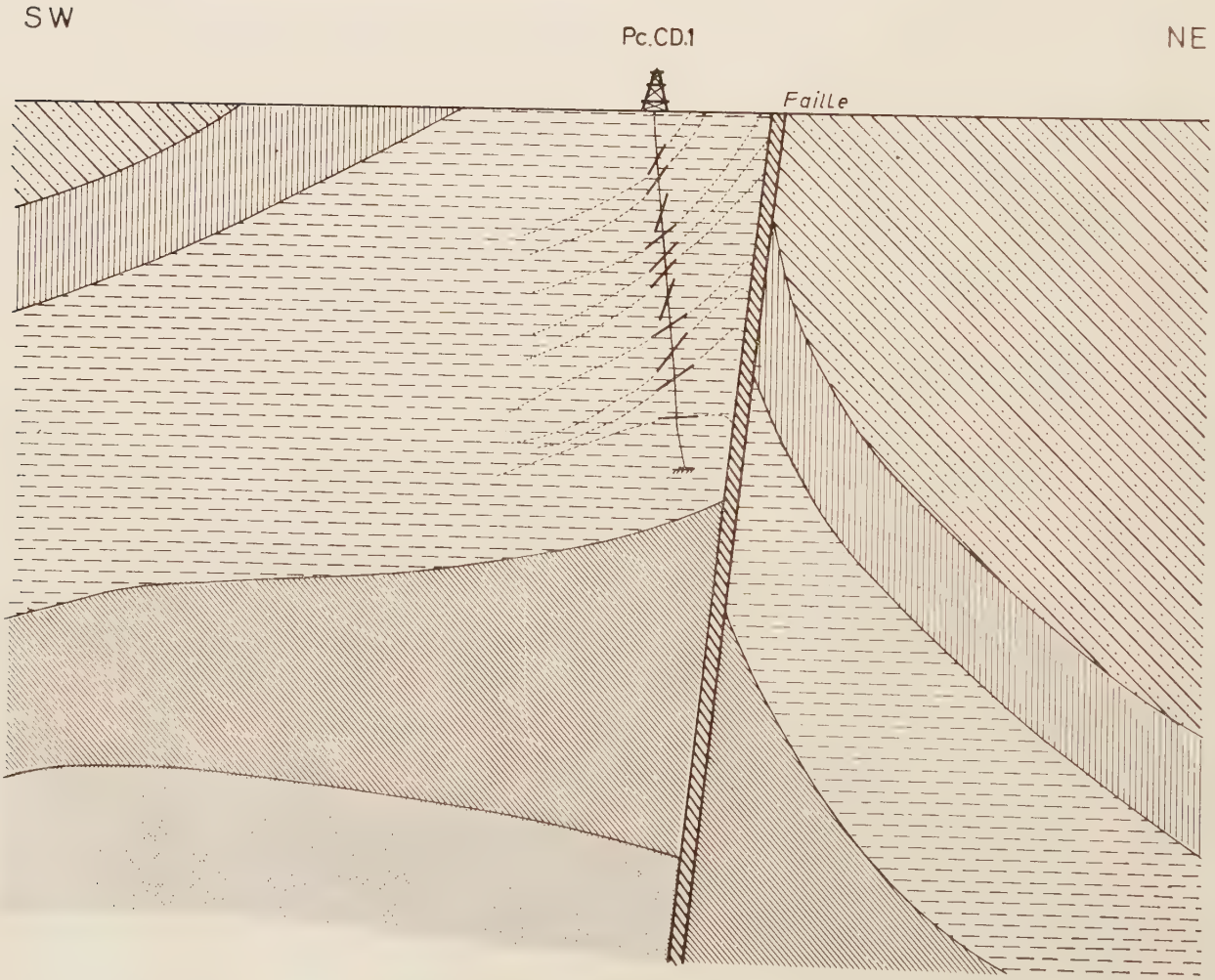

SW
Pc.CD.1
NE
Faille

FIG. 44.

Rotalipora cushmani Morrow (f),
Rotalipora reicheli Mornod (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi var. *turbinata* Reichel (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Globigerina aff. gautierensis Bronnimann (tr).

Je trouve, déjà, dans un lavage sur la marne rouge, les toutes premières formes de :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (tr),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (tr).

Il semble, quand même, que ce soit une exception.

J'y ai également déterminé :

Ammospheroidina sphaeroidiniformis (Brady) (r),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (tr),
Marssonella oxycona Reuss (tr),
Dorothia aff. pupoides d'Orbigny (tr),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (tr),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (tr),
Textularia sp. (tr),
Dentalina sp. (tr).

La marne, en gros bancs, alterne avec de minces lits de calcaire assez dur, blanchâtre à crème. C'est un calcaire microcristallin, un peu argileux, légèrement grumeleux, à petits Pithonella, Globigérines, très rares Radiolaires et fins spicules uniaxes de Spongiaires. On peut, aussi, y observer des restes de Rotalipores.

Signalons, enfin, que J. Schoeffler avait découvert un débris de Rudiste dans cette carrière, lors d'une excusion que nous y fîmes en compagnie de J. Henry, en 1956.

Toute la surface de l'affleurement présente de nombreux et curieux plissottements de la marne, avec de petits décrochements de 10 cm qui s'amortissent rapidement (voir p. 34). Sur le côté droit de la carrière, en regardant le front de taille, on remarque un indice de bitume sec.

Les bords du Joos montrent aussi de beaux affleurements (voir carte des environs du pont de Préchacq, *fig.* 31). Dans la dernière boucle que fait la rivière avant de se jeter dans le gave, apparaît une sorte de falaise de 10 mètres de haut sur 300 mètres de long au moins. Cette muraille se voit sur la rive droite du Joos, en amont d'un petit pont de bois rustique et branlant. Un calcaire dur, d'aspect noduleux, bleu, à altération superficielle blanchâtre, en bancs de 40 cm, alterne avec des lits de 60 à 80 cm de marne en plaquettes noires à bleu foncé, à cassure conchoïdale. Il y a également des placages de calcite en « dents de chien ».

Les lavages fournissent encore une abondante faune de Rotalipores :

Rotalipora apenninica (Renz) (c),
Rotalipora cushmani Morrow — *turonica* Brotzen (f),
Thalmaninella brotzeni Sigal (tr),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (r),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi var. *turbinata* Reichel (r),
Globigerina cretacea d'Orbigny (r),
Pseudoclavulina sp. 3 Cuvillier et Szakall (tr), (aff. avec Clavulina parisiensis d'Orbigny),
Arenobulimina cf. preslii Reuss (tr),
Gyroidina globosa Hagenow (tr),
Daxia cenomana Cuvillier et Szakall (tr),
Ammospheroidina sphaeroidiniformis (Brady) (r),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (tr),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (tr),
Ammodiscus incertus d'Orbigny (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr),
Marssonella oxycona Reuss (tr),
Pelosina complanata Franke (tr),
Ammobaculites sp. (tr),
Reophax sp. (tr).

Si on adpote une valeur moyenne de 40° pour le pendage, le sondage de Pc.C.D.1 a traversé 500 mètres de série cénomanienne, auxquels il faut ajouter 300 à 350 mètres de Cénomanien supérieur. *C'est donc une épaisseur minimum de* 850 *mètres qu'il faut attribuer à cet étage, sur le flanc nord du synclinal de Josbaig.*

Turonien.

La coupe que j'ai suivie au sud de Géronce, en partant de Dous, m'a permis d'en observer une puissance de 300 *mètres environ, sous un pendage de* 30° *sud* (voir *fig.* 45).

Immédiatement après avoir passé le pont sur le Joos, un petit chemin s'ouvre à droite qui descend sur les bords de la rivière.

On remarque là les premiers bancs du *niveau calcaire à Radiolaires,* qui constitue le microfaciès de base de l'étage. Ce sont des lits de 10 cm d'épaisseur, maintes fois répétés, de calcaire un peu marneux, en plaquettes souvent dures et silicifiées, de couleur bleutée, qui montrent parfois un granoclassement inverse. Au microscope (échantillons RD. 794 à 798), on voit un calcaire cryptocristallin, avec quelques plages cristallines et granuleuses, dont la caractéristique essentielle est la *fréquence de gros Radiolaires épigénisés en calcite.* Il contient aussi quelques Textulaires et Arénacés divers, de petits Pithonella, de rares et minuscules Gümbélines, de grosses Globigérines, des restes de Rotaliidés, parmi d'autres débris pyritisés de Foraminifères.

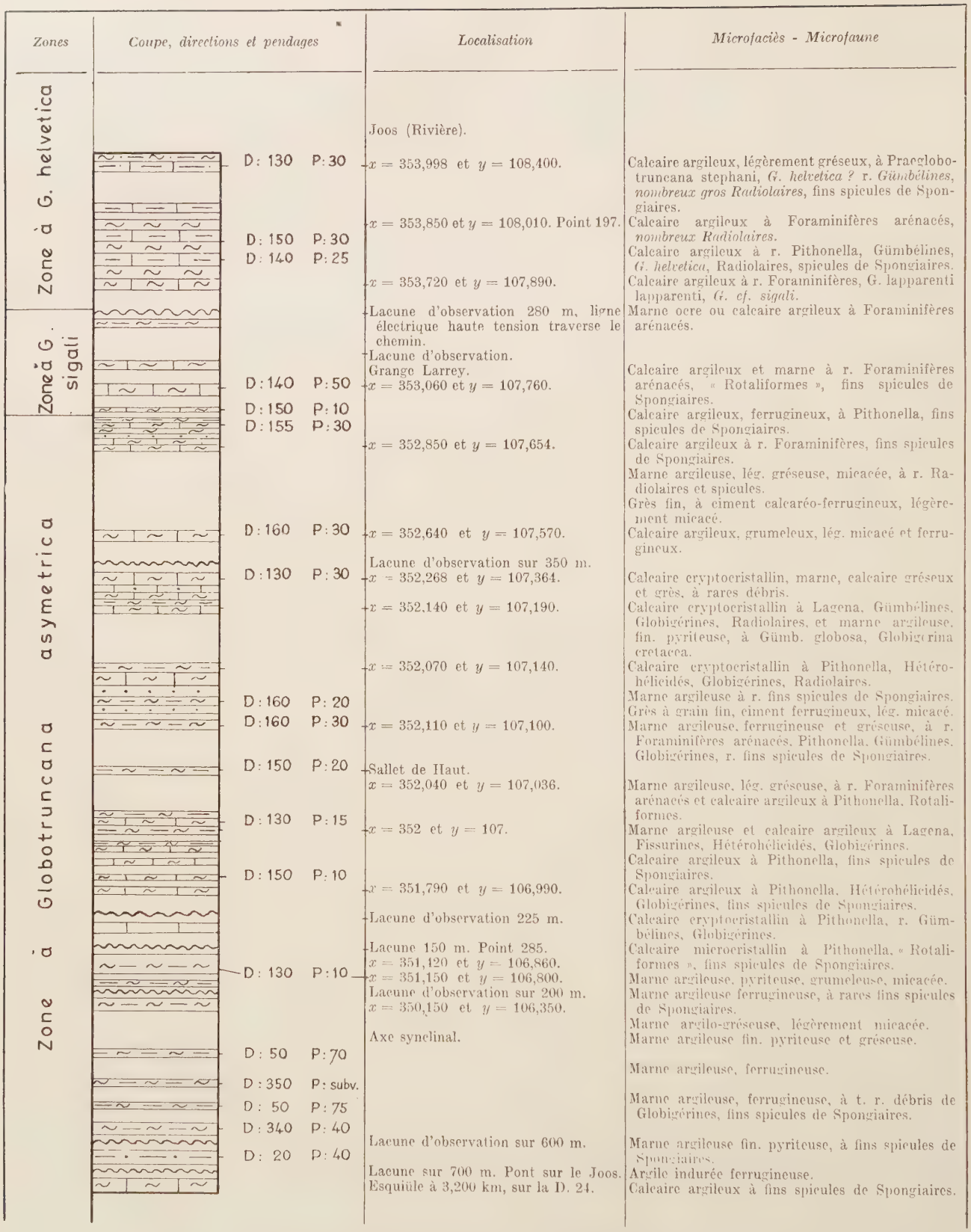


FIG. 45. — *Coupe sur le flanc nord du synclinal du Josbaig, entre Dous-Géronce (Joos) et la route D. 24 (Esquiüle).*

Je citerai également la présence occasionnelle des premières :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen,
Globotruncana lapparenti coronata Bolli,
Globotruncana renzi Gandolfi,
avec Praeglobotruncana stephani Gandolfi.

En continuant la route, les affleurements, assez altérés cependant, sont à peu près continus, sur le bas-côté ou au milieu de la chaussée. De minces lits (5 à 10 cm) de marne feuilletée, gris blanchâtre, alternent avec de petits bancs gréseux de 20 à 30 cm maximum, le plus souvent jaune à ocre, pouvant être transformés en une sorte d'argile sableuse et ferrugineuse, et plus rarement des bancs de calcaire dur, en plaquettes, sur 20 à 40 cm ou plus épais (jusqu'à 1 m).

Le calcaire cryptocristallin devient détritique et ferrugineux. Il contient toujours des Radiolaires (moins abondants peut-être) et de rares Globotruncana où apparaît bientôt *Globotruncana helvetica* Bolli (*cf.* RD. 745). Ce calcaire est parfois microbréchique, à fond cristallin, micrograveleux ou un peu granuleux (« fœcal pellets » ?), avec, en plus des débris précédents, de nombreux spicules uniaxes de Spongiaires.

Les lavages de la marne fournissent, en général, une microfaune relativement fréquente et variée où dominent cependant les Foraminifères arénacés.

J'ai trouvé (échantillons RD. 712 à 749) :

Globotruncana helvetica Bolli (tr),
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (r),
Globotruncana renzi Gandolfi (tr),
Praeglobotruncana stephani Gandolfi (r),
Pithonella ovalis (Kaufmann) (r),
Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (r),
Gaudryina rudita Sandidge (tr),
Glomospira gordialis (Parker et Jones) (tr),
Glomospira charoides (Parker et Jones) (tr),
Ammobaculites junceus Cushman et Applin (tr),
Bathysiphon alexanderi Cushman (r),
Rhizammina grilli Noth (tr),
Reophax minuta Tappan (tr),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (r),
Trochammina cf. exigua Cushman et Applin (tr),
Trochammina cf. helicta Tappan (tr),
Trochammina cf. turbinata Brady (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Haplophragmoides eggeri Cushman (tr),
Haplophragmoides cf. concavus (?) Chapman (tr),
Pseudoclavulina humilis Brady (tr),
Cribrostomoïdes cretacea Cushman et Goudkoff (r).

Les Radiolaires paraissent appartenir à l'ordre des *Sphaerellaria*, sous-ordre des *Sphaeroidea*, ainsi qu'à l'ordre des *Nassellaria*, sous-ordre des *Cyrtoïdea*. Il y a présence habituelle de spicules triaxes, uniaxes ou réniformes.

De part et autre de la coupe, les affleurements de Turonien sont très discontinus, rares, et généralement altérés.

Coniacien.

Il commencerait environ à l'endroit où la ligne électrique à haute tension coupe la route, si une lacune de visibilité n'en masquait les affleurements, sur le bord du chemin, pendant 200 à 300 mètres. On ne les retrouve, en effet, que peu avant la cote 229.

Ce sont, en majorité, des lits de 15 à 20 cm de marne grise, en plaquettes, parfois assez argileuse et jaune. Les lavages permettent d'y observer quelques Foraminifères, tels que :

Pithonella cf. sphaerica (Kaufmann) (tr),
Ammodiscus gaultinus Berthelin (tr),
Trochammina cf. exigua Cushman et Applin (r),
Trochammina globigeriniformis (Parker et Jones) (r),
Reophax minuta Tappan (tr),
Ammobaculites junceus Cushman et Applin (tr),
Rhizammina grilli Noth (tr),
Bathysiphon cf. alexanderi Cushman (r),
Pseudoclavulina sp. (tr),
Marssonella oxycona Reuss (r),
Haplophragmoides sp. (r),

avec des Radiolaires, quelques spicules de Spongiaires, ainsi que de très rares quartz bipyramidés.

On découvre aussi quelques bancs de 20 à 30 cm de roche siliceuse, très ferrugineuse (RD. 752), qui contient des spicules uniaxes de Spongiaires transformés en calcédoine, avec de très rares débris d'Echinodermes, un peu de pyrite et beaucoup d'oxyde de fer.

Cent cinquante mètres après, la série est toujours la même, mais devient plus altérée au fur et à mesure que l'on monte. La marne se transforme en une argile jaune à beige clair, azoïque. Le calcaire marneux fait son apparition en bancs épais de 50 à 70 cm. On y voit de rares Foraminifères pyritisés (« Rotaliformes » ?), avec des restes de spicules calcédonieux.

Au sommet de la côte, à partir de la grange Larrey et pendant 200 mètres en allant vers l'ouest, *le chemin traverse de gros bancs de calcaire marneux plus ou moins induré, qui se retrouvent sur le flanc sud du synclinal en même position stratigraphique.*

Ces bancs calcaires, qui forment le substratum du plateau, *ont des épaisseurs de 1 à 2 mètres.* D'aspect

massif, ils sont constitués de calcaire marneux bleu grisâtre, dur, qui se débite en plaquettes à cassure conchoïdale. En plaques minces, il s'agit d'un calcaire argileux, à fond cryptocristallin, un peu ferrugineux, à très petits Pithonella, restes de Gümbélines et de Globigérines, débris ligniteux, avec quelques cristaux de calcite, du quartz (moins de 1 %), de l'oxyde de fer.

Plus rarement, on observe un calcaire microcristallin à Foraminifères plus ou moins pyritisés, Pithonella, Globigérines et Radiolaires, avec des spicules uni- ou triaxones de Spongiaires.

Dans les bancs plus marneux et moins épais, intercalés entre ces calcaires, la microfaune est peu expressive. Les lavages n'ont fourni que de rares débris, plus souvent indéterminables. J'ai cependant reconnu :

Globigerina cretacea d'ORBIGNY,
Plectina watersi CUSHMAN,
Trochammina sp.,

avec des Radiolaires et, assez rarement, quelques grains de glauconie et de pyrite.

En prenant un pendage de 20° pour cet ensemble, on obtient une épaisseur voisine de 250 mètres.

Santonien.

La disparition des gros bancs de calcaire marneux compact et induré, et l'apparition de nouveaux lits gréseux, paraissent être des événements lithologiques assez marquants pour que j'établisse une limite à cet endroit. Il est évident qu'*en l'absence d'argument paléontologique, cette coupure peut ne pas correspondre à celle de l'étage et j'en reconnais la fragilité. C'est tout au moins, semble-t-il, une nouvelle formation qui se distingue de la précédente.*

Les premiers bancs de grès (20 à 30 cm) s'observent sur le chemin, dans la montée qui entaille la colline 287. C'est un grès micacé (muscovite jusqu'à 7 % par endroits) à grain fin, en plaquettes et souvent altéré, de couleur ocre à rougeâtre, ferrugineux, d'aspect zoné. Le ciment est calcaréo-ferrugineux et argileux, contenant 80 % de quartz isométriques, la plupart du temps corrodés. Il montre, assez rarement, quelques fins spicules de Spongiaires. Quand il devient encore plus fin, il se transforme alors, quelquefois, en un véritable silt. Ce faciès alterne avec des calcaires argileux à rares traces de Fucoïdes, en petites plaquettes litées, noires à grises, en bancs assez épais à la base de la série (40 cm à 1,50 m le plus souvent, mais pouvant atteindre 2,50 m). Un bel affleurement se remarque au pied de la colline 287 où s'ouvre, sur le bord du chemin, une petite carrière naturelle. Un autre existe à l'entrée du sentier qui descend sur la zone boisée de Bourda.

C'est aussi ce que l'on voit dans la carrière maintenant abandonnée, mais encore bien dégagée, se trouvant en face de Moumour, sur la rive gauche du Vert. On y accède facilement en empruntant le chemin qui passe sur le pont de César (cote 186) et monte vers l'ouest. Un peu avant l'endroit où la ligne à haute tension franchit la route de Moumour, on remarque cette ancienne marnière entre deux chemins. La succession rythmique montre de petits lits de grès de couleur gris acier, très micacé, épais de 5 à 10 cm, avec une altération superficielle brunâtre et des bancs de 1 à 2 mètres de calcaire argileux grisâtre, en petites plaquettes feuilletées, se décomposant en fines paillettes bleutées.

Les lames minces, taillées dans ces plaquettes, laissent voir un calcaire cryptocristallin argileux, finement gréseux (3 à 5 %) et pyriteux. On observe de rares débris de Foraminifères : Globigérines ? Rotaliidés ? et de fins spicules d'Alcyonaires ? Les lavages dans cet horizon ne fournissent qu'une rare microfaune. J'ai réussi à obtenir :

Globotruncana lapparenti bulloïdes (VOGLER) (tr),
Globigerina cretacea d'ORBIGNY (r),
Gümbelina cf. globulosa EHRENBERG (r),

avec Pithonella et Cibicides sp., ainsi que les petits Foraminifères arénacés habituels :

Bathysiphon cf. alexanderi CUSHMAN (r),
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN (tr),
Ammobaculites junceus CUSHMAN et APPLIN (tr),
Trochammina globigeriniformis (PARKER et JONES) (r) etc.,

quelques Radiolaires, fins spicules d'Alcyonaires (?), avec des paillettes micacées (muscovite) et débris ligniteux.

Il faut remarquer que le calcaire marneux en plaquettes devient graduellement plus argileux quand on monte dans la série, tandis que l'épaisseur de ses bancs diminue celle des grès augmente.

Un nouveau faciès apparaît, bien qu'assez rare dans l'ensemble, environ 150 mètres au nord de la maison Manech-Rancès. Ce sont de minces lits (10 cm environ) de calcaire gréseux (40 à 50 % de quartz anisométriques), pyriteux et micacé. J'y distingue des zones parfois grumeleuses, mais la roche est azoïque. Quelques lits de calcaire marneux plus induré montrent des passées microcristallines granuleuses, où j'ai observé de rares débris de Pithonella, Gümbélines, Globigérines, avec de fins spicules de Spongiaires et de petits Radiolaires.

PLANCHE XXVII

1. *Le bois de Bugangue, depuis le chemin de Sayette (S.-O. d'Agnos).*

2. *Aperçu sur la vallée du gave d'Aspe. Ville d'Oloron-Sainte-Marie, à l'arrière-plan.*

1

2

1

2

La série se poursuit ainsi d'une façon identique. Mon cheminement passe au nord de la ferme Sallet-de-Haut. A un carrefour de routes, longeant la cote 284, il s'enfonce résolument vers l'ouest, à travers la région appelée « Serreguinchous ». Le sentier rencontre bientôt la forêt où de hauts chênes portent, adossée à leur tronc moussu, la petite guérite des palombières. Les affleurements se font plus rares et dispersés, mais permettent de vérifier que l'on demeure dans la même formation lithologique, uniformément répétée.

Le chemin forestier s'oriente vers le sud et descend en pente douce, pour aboutir à un resserrement contre la colline qu'il longe, tandis que l'autre côté domine une gorge encaissée où coule un ruisselet.

On constate, alors, que les pendages faibles (5 à 20 %), jusqu'alors dirigés vers le sud, sont, cette fois, orientés au nord, avec des valeurs de 60 à 70°. *On vient de franchir l'axe synclinal.*

Le Santonien du flanc nord, avec une valeur moyenne de 20° pour les pendages, a une puissance voisine de 600 à 650 mètres.

Le bois de Josbaig ne montre guère la composition de son substratum. On peut cependant voir, de temps à autre, à la faveur de faibles dénivellations topographiques, une petite écorchure dans le manteau d'humus. Ce sont toujours les mêmes alternances de calcaire marneux et de grès. On atteint ainsi le Joos que l'on traverse sur un petit pont, au nord de la ferme Ballent, avant de regagner la route D. 24, 3 kilomètres à l'ouest d'Esquiüle.

Si l'on se dirige vers ce dernier village, on retrouve les gros bancs (80 cm à 1 mètre d'épaisseur) de calcaire marneux compact bleu grisâtre, au début de la montée juste en face d'une première maison, dans un tournant. Cette formation, que j'ai attribuée plus haut au sommet du Coniacien (?), se développe tout au long de la côte jusqu'à Esquiüle. Elle alterne avec de petits lits (10 à 20 cm) de marne schisteuse noire et de calcaire siliceux (3 à 5 cm).

B. — De Hoquy a l'Hôpital-Saint-Blaise (Flanc sud).

Ce parcours, orienté S.-S.-O.-N.-N.-E., suit la route D. 24 jusqu'au fronton d'Hoquy, puis la D. 25 qui rejoint le petit village de l'Hôpital-Saint-Blaise et continue ensuite pour se terminer à la R.N. 636 (Navarrenx-Oloron).

La direction générale des couches étant N.-N.-O.-S.-S.-E., la coupe retrouve tous les niveaux du flanc sud du synclinal du Josbaig. L'axe de celui-ci est visible au bord de la route, très peu au nord de l'Hôpital-Saint-Blaise. De nord, les pendages deviennent brusquement sud. Cet axe coïncide d'une manière satisfaisante avec celui que trace la prospection géophysique, aux vues des résultats sismiques, dans cette région.

Cénomanien.

Les premiers niveaux attribuables au Cénomanien apparaissent dans la côte qui accède au bourg d'Hoquy. *Cette dénivellation topographique revêt une signification morphologique. Elle est due au déblaiement des marnes noires albiennes de la combe de Chéraute, par rapport aux bancs plus résistants du plateau de Josbaig.* G. Viers (1960) dirait aussi : « C'est l'apparition de la cuesta sur la flexure. »

Le Cénomanien se présente assez redressé dans le talus ou le fossé de la D. 24. Ce sont des calcaires bleu-grisâtre, durs et compacts, ou légèrement marneux et plus tendres, avec quelques lits de marno-calcaire en plaquettes, montrant parfois des traces de Fucoïdes. Les bancs peuvent être épais de 1 mètre à 1,50 m.

On observe, en microfaciès, un calcaire microcristallin, plus ou moins argileux, lité, légèrement grumeleux, avec des granules noirâtres (« foecal pellets » ?) et des plages de calcite. On y trouve quelques quartz (1 à 2 %), des fissures à remplissage ferrugineux, un peu de pyrite et de rares restes ligniteux. Ce calcaire contient quelques Pithonella, de fins spicules uniaxes de Spongiaires, avec de peu fréquents débris d'Echinodermes et de Mollusques. Les lavages de la marne n'ont produit aucun résultat. Ils donnent un résidu grisâtre, jaunâtre ou beige clair, légèrement micacé et parfois feuilleté.

Vingt mètres après le croisement des routes, à Hoquy, à gauche après l'auberge, s'ouvre un petit chemin aboutissant à une carrière dans un niveau calcaire (x = 341,925 et y = 107,800).

Cette petite exploitation d'où on extrait des graviers pour les routes, montre un front de taille semi-circulaire d'une dizaine de mètres de haut. Il présente, avec un pendage voisin de 50° N.-E., un calcaire compact bleu-gris, assez clair, mais fissuré de calcite. Celui-ci semble relativement zoogène et j'y ai, macroscopiquement, observé des restes de Polypiers (?).

En plaques minces (R.D. 940, 941), il s'agit d'un calcaire graveleux ou grumeleux, légèrement détritique (10 à 15 % de quartz assez gros et anguleux, dont certains sont néoformés). Il renferme des

---

PLANCHE XXVIII

1. *Les collines basques, turoniennes, au N.-E. du signal de Cambeillon.*

2. *Exemple d'affleurement du calcaire argileux (bancs de 50 cm à 1 m) et calcaire dur, bleu-noir (lits de 10 à 20 cm), constituant les « barres calcaires » dont parle* G. Viers. *Nord du pont sur le Litos, route de Chabalgoïty. Turonien.*

débris d'Orbitolines, Daxia, Spirillina, Cunéolines, Pithonella, Gaudryina, rares Rotalipores et Praeglobotruncana, avec des spicules de Spongiaires, restes d'Echinodermes, Mollusques, Algues (Mélobésiées et Dasycladacées).

Ce faciès, connu dans le flanc nord du synclinal, *est apparu dans le Cénomanien inférieur au sondage de Préchacq core-drill* 1, (voir p. 151).

Le même calcaire se retrouve, en gros bancs, sur le bord de la D. 25. Il alterne avec le calcaire marneux décrit précédemment.

On trouve le long de la route, 200 mètres avant la petite église à clochetons d'Hoquy, des lits de marne argileuse, très peu carbonatée, ferrugineuse et gréseuse (5 à 10 % de quartz). Les lavages livrent quelques Foraminifères arénacés :

Ammodiscus incertus d'ORBIGNY,
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN,
Reophax minuta TAPPAN,
Trochammina sp.,
Bathysiphon sp. pyritisés,

avec des restes ligniteux, de la pyrite et limonite.

Cette marne argileuse devient parfois très siliceuse (sorte de chert ?) et l'ensemble assez vacuolaire montre des spicules de Spongiaires en voie de silicification. On rencontre aussi quelques bancs de grès fin, jaune rouille, altéré, à ciment argilo-ferrugineux, contenant 75 à 80 % de quartz anisométriques et un peu de pyrite. La série devient ensuite marneuse. Ce sont des marnes en plaquettes, souvent sombres, avec des Fucoïdes. Ceux-ci ont la particularité d'être blanc-jaunâtre sur le fond de la roche noire.

L'épaisseur de la formation à rapporter au Cénomanien, si l'on adopte un pendage moyen de 70°, *est voisine de* 1 400 *mètres. A noter que nous n'avons pas rencontré le faciès des « marnes de Géronce ». Peut-être y a-t-il lacune du Cénomanien terminal ?*

Turonien.

On assiste avec cet étage à la réapparition d'un faciès plus carbonaté. *C'est la première « barre calcaire »* de G. VIERS (1956) *qui traverse la route à un endroit où le Lausset, empruntant le même défilé, la coupe également.* Le cours de ce ruisseau contourne, en effet, l'obstacle de la cote 475, qui le domine à cet endroit au sud-est, tandis que le signal de Chéraute (436 m) montre la continuation de la barre au nord-ouest. La route D. 25, établie le long de la vallée, est obligée de se rapprocher du ruisseau au passage de cette muraille plus dure et plus érodée que les terrains encaissants (voir *fig.* 46).

On observe, d'abord, un calcaire cryptocristallin à Pithonella, où l'on note l'apparition des premières et très petites Gümbélines (cf. *Gümbelina moremani* CUSHMAN ?) avec de rares débris de Globigérines ? et des Textulaires. Puis, la roche semble devenir encore plus calcaire. Le fond est microcristallin (RD. 959) et contient, avec les restes précédents, *de gros Radiolaires*, de rares fins spicules uniaxes d'Alcyonaires ?, ainsi que des paillettes de muscovite, quelques filonnets de calcite, un peu de pyrite et de quartz (1 à 2 %). On connaît ce même microfaciès turonien dans le monoclinal nord, mais également au sud de Géronce, flanc nord du synclinal de Josbaig (échantillon RD. 794, voir p. 152).

A 2 kilomètres d'Hoquy, un lavage (RD. 964), dans une marne grise en plaquettes du Turonien supérieur, a livré les premières Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN (r) (*cf.* coupe de Géronce, RD. 796, voir p. 155).

On y trouve aussi :

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI (tr),
Rugoglobigerina *cf.* rugosa PLUMMER (tr) (?),
Valvulineria allomorphinoïdes REUSS (tr),
Haplophragmoïdes sp. (r),
Bathysiphon sp. (r).

Cette marne alterne avec un calcaire cryptocristallin, où j'ai également remarqué des *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, avec des restes de Pithonella, petites Gümbélines, Globigérines, Radiolaires, nombreux spicules de Spongiaires et débris de Mollusques.

Dix mètres plus loin, un calcaire plus argileux renferme, avec les débris précédents, de très rares sections se rapprochant de *Globotruncana helvetica* BOLLI, tandis que les bancs plus durs de calcaire bleu-grisâtre continuent de montrer le *microfaciès à gros Radiolaires* (RD. 966 et 967).

Je remarquerai à ce propos que, *mis à part ces Radiolaires de grande taille, en général le reste de la faune et surtout les Foraminifères, est au contraire plutôt naine. Les Pithonella, en particulier, sont à peine visibles au grossissement normal de la loupe binoculaire.* Il faut probablement invoquer, pour expliquer ce fait, des conditions écologiques particulières et défavorables, *peut-être la présence d'un courant chaud ?* (Voir notre infrapaginale p. 226.)

Les bancs durs au sommet, dont je parlais ci-dessus, constituent *une seconde « barre calcaire »*. Cependant, je n'ai pas cru devoir la retenir sur toutes les cartes, à causes des difficultés qu'elle présente pour être dessinée. Elle est, en effet, plus délicate à suivre topographiquement, et je ne l'ai que rarement rencontrée. Elle affleure dans cette coupe, à vingt-cinq mètres de l'entrée du chemin qui s'ouvre à proximité d'un pont franchissant le Lausset, en $x = 343{,}100$ et $y = 108{,}600$.

La puissance du Turonien serait d'environ 400 *à* 450 *mètres, avec un pendage moyen de* 60°.

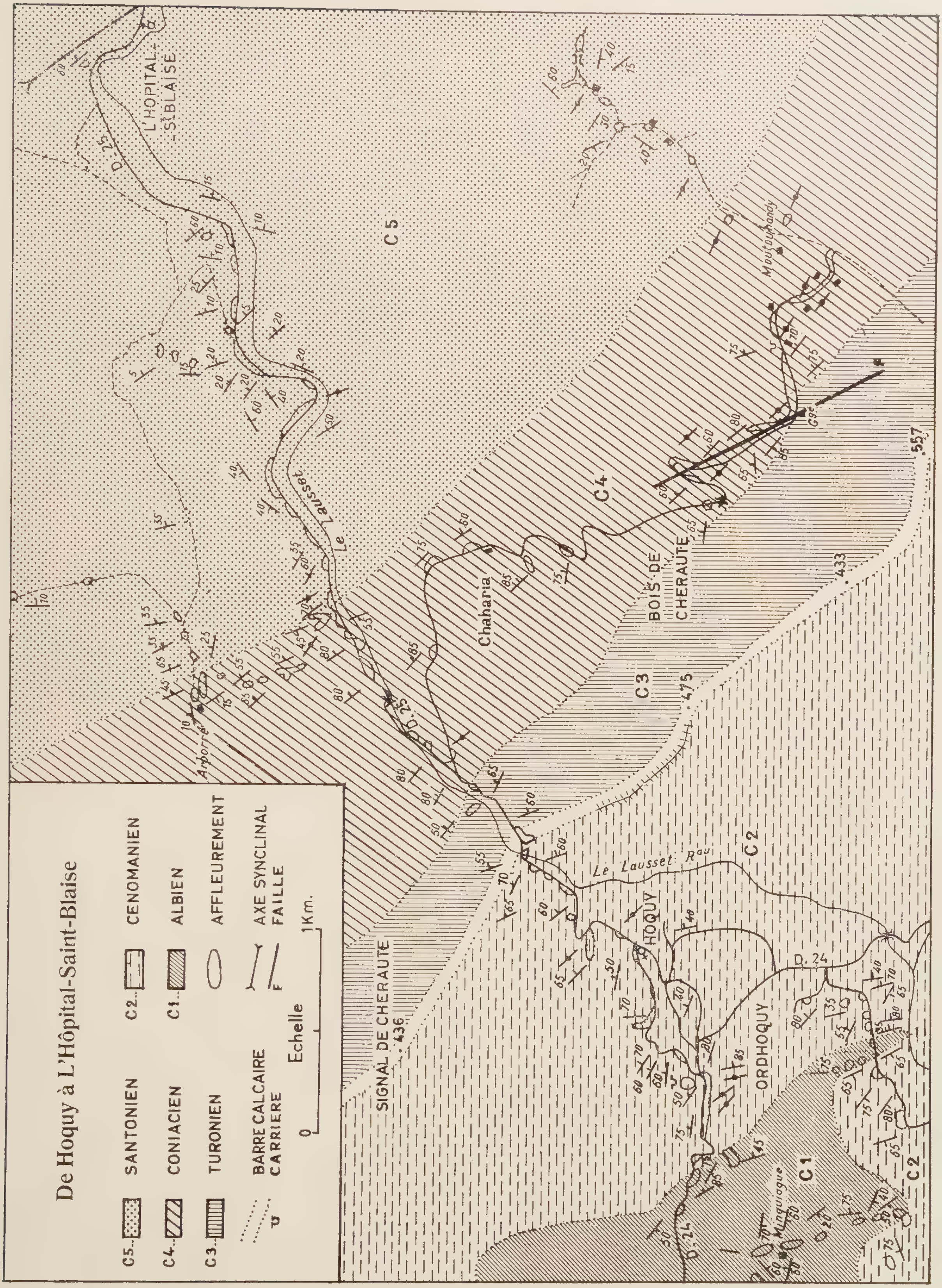

De Hoquy à L'Hôpital-Saint-Blaise
C5.. SANTONIEN
C4.. CONIACIEN
C3.. TURONIEN
C2.. CENOMANIEN
C1.. ALBIEN
AFFLEUREMENT
BARRE CALCAIRE
CARRIERE
AXE SYNCLINAL
FAILLE
Echelle
0
1Km.
L'HOPITAL-St BLAISE
D. 25
C 5
C 4
C 3
C 2
C 1
Le Lausset
Le Lausset Rau
Chaharia
BOIS DE CHERAUTE
SIGNAL DE CHERAUTE 436
HOQUY
ORDHOQUY
D. 24
Arboret
Moutouhandy
Minguiaque
557
433
475

FIG. 46.

Coniacien.

Il est en général très calcaire, avec des bancs puissants. Sa limite inférieure passerait à 2,300 km au nord d'Hoquy, à la hauteur d'un chemin qui s'ouvre à droite de la D. 25.

La base se retrouve également en haut du bois de Chéraute, sur le bord de la route forestière qui passe devant la ferme Chaharia.

Quinze cents mètres à vol d'oiseau au sud-est de la ferme et à 4,5 km de la D. 25, par la route, devant une grange où sont affichés les avis municipaux de la commune de Chéraute, on observe une *zone froissée, bréchique, qui correspond sans doute au passage d'une faille.*

Il s'agit en premier lieu d'*une roche verte à kakie, altérée, siliceuse, avec des fissures ferrugineuses rouilles à ocres. L'ensemble est lité et interstratifié.* Au microscope (LD. 21, Pl. XXV, 1) on voit un fond siliceux, avec de rares plages de calcite, de la chlorite, de l'illite et des quartz bipyramidés. R. Elloy, que j'ai consulté quant à l'origine possible de cette roche, pense au *résultat probable de friction entre couches.* On connaît en effet des phénomènes assez semblables en d'autres lieux, par exemple le Crétacé supérieur du village de Lias (Htes-Pyr.). On peut supposer que *lorsqu'un calcaire se recristallise, la calcite se purifie en quelque sorte, et les impuretés pélitiques (en majorité chlorite, illite et séricite) se concentrent en certaines zones.*

On observe ensuite, sur une trentaine de mètres, le long de la route, *une marne verdâtre, bréchique, lustrée où sont éparpillés des éléments gréseux ou calcaires de taille variée, jusqu'à* 10 *ou* 15 *cm, le plus souvent arrondis.*

Le lavage de la marne verdâtre (LD. 22) a fourni contre toute attente :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (r),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli (tr),
Globotruncana aff. *sigali* Reichel ? (une forme possible),
Pseudoglandulina bistegia (Olszewski) (tr),

et de très rares débris d'Ostracodes.

Le résidu montre quelques quartz néoformés, parfois rosés, et de la calcite.

Parmi les galets de la brèche, j'ai trouvé :

— Un grès quartziteux (85 à 90 % de quartz anisométriques) à fond siliceux et ferrugineux, avec des quartz néoformés et un peu de chlorite par endroits.

— Un calcaire cryptocristallin, avec des zones plus gréseuses que le reste de la roche. J'ai remarqué quelques rares petits *Pithonella*, avec de fins spicules uniaxes de Spongiaires, des filonnets de calcite et des fissures stylolithiques ferrugineuses.

Le bord de la D. 25 ou la route forestière de Chéraute permettent de se faire un idée précise de l'étage. Les bancs calcaires, épais la plupart du temps, affleurent assez abondamment.

Le bois de Chéraute, haute forêt silencieuse de hêtres et de chênes, est largement implantée sur ce substratum carbonaté.

Ce sont des alternances régulières de calcaire dur, bleuté, à grain fin, souvent en lits de 5 à 10 cm, avec des calcaires marneux bleu-noir se débitant en plaquettes à cassures conchoïdales, en bancs de 30 à 50 cm ou plus. Quelques grands affleurements sont altérés en un marno-calcaire tendre, beige à rouille.

Un gisement important de ces calcaires argileux en plaquettes, en gros bancs puissants (jusqu'à 2 m d'épaisseur), s'observe sur le bord droit de la D. 25, à 2,7 km environ d'Hoquy, en face d'un chemin qui enjambe le Lausset sur un petit pont métallique.

Les plaques minces montrent un calcaire cryptocristallin, rarement microcristallin, plus ou moins grumeleux, à débris de *Pithonella*, Globigérines, Hétérohélicidés, Lagenidés, Textulariidés, rares fins spicules uniaxes de Spongiaires, avec 2 à 5 % de quartz. La roche est finement pyriteuse, ligniteuse et micacée. Il y a, aussi, une marne grumeleuse, argileuse, avec quelques sections de Globotruncana (*G. lapparenti* et *lapparenti coronata*), Gümbélines, Globigérines, Radiolaires et fins spicules uniaxes de Spongiaires. Cette marne trop indurée se lave mal et ne fournit qu'une pauvre microfaune où je n'ai pu isoler que :

Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen (r),
très petites Gümbelina sp. (tr),
Pithonella sp. (tr),
Trochammina sp. (r),
Radiolaires, radioles d'oursins et Ostracodes.

L'épaisseur des bancs calcaires s'accroît encore au sommet de l'étage, et je pourrais à nouveau parler d'une barre calcaire. Elle est toutefois si discontinue que je n'ai pas cru devoir l'adopter dans la cartographie. Elle ne correspond d'ailleurs pas exactement à la limite santonienne et, de ce fait, perd beaucoup de son intérêt. Je la connais, par exemple, sur une cinquantaine de mètres, dans un chemin boisé au sud de la ferme Arborré, jusqu'à la bifurcation de sentiers, à peine 500 mètres au nord de la D. 25. Ce sont des bancs de 1,5 à 2 mètres de calcaire marneux, dur, bleu-noir, à patine grisâtre.

Je peux également la citer à l'ouest de la ferme Moutouhandy, dans un ruisselet. Les bancs semblent atteindre là de 5 à 10 mètres de puissance. Le même phénomène s'observe, sur le flanc nord, dans la coupe de Géronce et dans la côte à l'ouest

d'Esquiüle pour le flanc sud du synclinal de Josbaig (voir p. 155 et 157).

L'épaisseur du Coniacien, en prenant un pendage moyen de 80°, *serait de* 900 *à* 950 *mètres.*

Santonien.

Il débuterait environ à 3,7 km de Hoquy, avec la réappariton des grès sur le bord de la D. 25 et la disparition des gros bancs de calcaire argileux, induré, remplacés par de petits lits feuilletés de marne à calcaire argileux, en plaquettes grisâtres. La série continue ensuite, monotone, dans sa répétition rythmique, avec de rares lits de calcaire dur, bleuté, parfois légèrement silicifié.

Les pendages deviennent de plus en plus faibles au fur et à mesure que l'on approche du cœur synclinal et ils ne sont bientôt plus que de 10 *à* 15° *mis à part les plissements locaux d'envergure réduite.*

Je signalerai la présence, à la fin de la dernière grande courbe de la route, à 2,4 km environ de l'Hôpital-Sainte-Blaise, d'un mince lit calcaire argileux de couleur rose violacé à parme. Sans vouloir préciser la corrélation, ce niveau m'a rappelé celui de Rébénacq et de Haut-de-Gan, de teinte semblable, que j'ai décrit dans le Santonien élevé (p. 114).

Les microfaciès sont peu variés et non caractéristiques dans cet ensemble lithologique.

J'ai observé :

— Un grès à ciment calcaire (70 % de quartz isométriques), assez bien consolidé et ferrugineux (pyrite, oxyde de fer), avec quelques filonnets de calcite.

— Un calcaire crypto à microcristallin, argileux, ferrugineux, micacé, détritique (2 à 10 % de quartz), à très rares débris de Textulariidés, petits *Pithonella, Cibicides,* Rotaliformes (?), Gümbélines, Radiolaires et fins spicules de Spongiaires.

— Une marne argileuse, ferrugineuse, à rares *Pithonella* et spicules, à petits restes ligniteux et pyriteux. Elle peut aussi être gréseuse (jusqu'à 10-15 % de quartz).

Les lavages dans les parties les plus tendres n'ont livré aucun organisme.

La même formation se reconnaît à l'est du bois de Chéraute, le long du chemin au nord de Moutouhandy. Ce sont toujours des bancs de grès, le plus souvent ocre et altéré, avec des calcaires marneux, en plaquettes plus ou moins indurées, bleu grisâtre. On rencontre, également, de rares lits (5 à 10 cm) de calcaire détritique gris bleuté.

Si l'on adopte un pendage moyen de 30 ° *pour cette série, on trouve une épaisseur voisine de* 1 000 *mètres pour le Santonien du flanc sud.*

II. — LA REGION ENTRE LE GAVE D'ASPE ET LE VERT.

A. — Zone synclinale sud.

Le contact albo-cénomanien suit, à peu près, la rive gauche du Lourdios aux environs d'Issor et le cours du ruisseau Laboo, en allant vers Arette. La limite remonte ensuite presque nord sur Aramits.

P. Viennot (1927) voyait ce contact anormal et écrivait par exemple : « Entre les deux complexes, apparaissent, localement, des *lames de Trias* très probantes. Déjà, au lieu dit Bécari, on observe, au sud d'Issor à Arette, dans le lit du Laboo, un mince affleurement d'une roche verte très broyée et très altérée, de nature douteuse, accompagnée d'un filonnet insignifiant de chalcopyrite. Si à Bécari, on traverse la route vers le nord et si l'on remonte le petit ruisseau parallèle à la route, en restant sur sa rive gauche, on voit s'insinuer, entre l'Albien et le Cénomanien, une bande d'argiles bariolées triasiques, dont la confusion avec le Flysch plus ou moins rubéfié n'est nullement possible ; ces argiles de tons jaunes, verts et violacés, s'accompagnent à 1 500 mètres environ de Bécari d'une roche verte qui paraît bien être une ophite à grain très fin. La lame triasique, dont la largeur ne dépasse jamais 100 mètres, se suit sans discontinuité sur plus de 1 kilomètre. »

Il existe, effectivement, au sud du moulin de Bécari, un petit gisement de roche verte très altérée dans le lit du Laboo. Mais il ne peut s'agir que d'une « épisyénite ». De plus, que ce soit le long du ruisseau qui remonte au nord ou sur le bord des chemins, il n'y a aucunement trace de Trias. *Le Flysch Cénomanien prend, par endroits, des teintes rougeâtres, jaunâtres ou verdâtres, uniquement dues à l'altération de ses couches.* On observe surtout ce phénomène *à la base de l'étage* (voir p. 177).

Le contact paraît tout à fait normal. Comme en bien d'autres lieux, on passe des schistes noirs albiens à un complexe argilo-gréseux avec quelques bancs calcaires appartenant au Cénomanien. Quelques émissions éruptives soulignent, de proche en proche, le passage.

Enfin, on peut signaler, aussi, la présence à l'est d'Arette, au sud de Larricq, de quelques niveaux bréchiques attribuables au *Wildflysch.* P. Viennot observe, également, entre Arette et Aramits, un petit lambeau d'argiles bariolées du Trias, à 300 mètres au N.-E. de la ferme Moura.

Les microfaciès de l'Albien montrent une marne argileuse, grumeleuse, ferrugineuse et un peu siliceuse, passant à un calcaire argileux cryptocristallin, légèrement gréseux et micacé, à Globigérines pyritisées et autres petits Foraminifères silicifiés, Radiolaires, spicules uniaxes de Spongiaires, petits restes

d'Echinodermes et Mollusques. Il pourrait s'agir de *Vraconien ?*

Dans une coupe synthétique, nous rencontrerions ensuite, au Cénomanien basal, une brèche polygénique. Le ciment est argilo-ferrugineux et les éléments anguleux variés :

— Grès (70 à 80 % de quartz),
— Débris siliceux ou schisteux,
— Calcaire microcristallin dolomitique,
— Calcaire cristallin dolomitique, graveleux, anciennement oolitique (Portlandien ?).

Parmi de nombreux filonnets de calcite, des amas ferrugineux d'oxyde de fer et pyrite, on observe des débris de Mélobésiées (type Vinport) et de Mollusques.

C'est ensuite, le plus souvent, un calcaire argileux (Pl. XXVI, 2), ferrugineux, à fond cryptocristallin, grumeleux, avec de rares petits Pithonella, de fins spicules de Spongiaires, des débris ligniteux, de rares paillettes de muscovite et 2 à 3 % de petits quartz. On rencontre quelquefois un calcaire cristallin à traces de Rotalipores, Radiolaires et spicules de Spongiaires.

Je retrouverai la même formation dans le bois de Gouloume, avec la coupe de Bugalaran (voir p. 167); aussi, ne m'arrêterai-je pas à une description détaillée de cette série cénomanienne.

B. — La structure anticlinale ancienne. (voir *fig.* 47).

Mes observations sur la structure anticlinale, qui s'étend du col d'Urdach au col d'Etche, seront très succinctes. Une étude plus détaillée et récente se trouve dans le travail de D. Tisin (thèse de 3e cycle, Bordeaux)[1]. Je ne parlerai donc pas des terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur de la région d'Asasp.

Le noyau d'Urdach se partage en deux formations lithologiques : une zone éruptive et un ensemble bréchique.

La roche volcanique correspond à une lherzolite. D'après R. Elloy, bien que certaines de ces roches soient très altérées et totalement serpentinisées, leur parenté avec les roches types du gisement de Lherz ne fait aucun doute. C'était déjà l'opinion de P. Viennot (1927).

Quand elle est assez fraîche, cette roche permet d'observer :

— Des pyroxènes : enstatite, pigeonite.
— Des péridots déchiquetés en losanges par l'altération serpentineuse.
— De la picotite et spinelle brun.
— De l'antigorite et chrysotile, en filets classiques, avec exsudation de magnétite.
— Il y a également apparition d'épidote.

L'ensemble bréchique se présente comme *une grosse accumulation du genre Wildflysch,* sans qu'on puisse éliminer l'hypothèse *de la présence possible de quelques pointements primaires en place.* J'ai rapporté, sur ma carte, toute la formation au Cénomanien bréchique, pour simplifier le dessin.

Il s'agit là d'un point haut de la structure ancienne. Il y a certes de très gros blocs probablement remaniés, mais le socle n'est pas éloigné.

Quand, venant du sud, on emprunte le petit chemin qui monte au col d'Urdach, on rencontre, en premier lieu, du Flysch cénomanien avec de la marne albienne. Le contact est d'ailleurs difficile à établir. Puis, au niveau où un ruisseau coupe le sentier, apparaissent les premiers éléments primaires. Ce sont des roches variées que je décrirai lithologiquement comme des quartzophyllades, des quartzites micacés, des schistes noirs carburés ou sériciteux.

Toujours en montant, c'est ensuite un petit gisement d'argile grise remaniant de petits morceaux de lydiennes et de calcaire. Un lavage ne m'a permis d'y observer que *Glomospira charoides* (Parker et Jones).

Au col d'Urdach, on remarque d'abord la lherzolite. C'est une roche sombre, légèrement verdâtre de reflet, mais très noire. *Sur la droite, en arrivant, existe une butte où affleurent de la pegmatite et de l'aplite, montées du socle sous-jacent ?*

P. Viennot (1927) donne une bonne description de ces divers niveaux : « Au col... ce sont des schistes paléozoïques à tous les degrés de métamorphisme, schistes tachetés et maclifères, micaschistes accompagnés de pegmatite à grands éléments, toutes ces roches étant absolument broyées en une mylonite typique. Cette brèche de roches anciennes forme une bande atteignant localement 200 mètres de largeur, qui s'étend jusqu'au col d'Etche, dans une direction générale S.E.-N.O. Elle enserre de son contour curviligne un puissant massif de lherzolite serpentinisée se développant vers le N.-E. et qui arrive en contact brutal avec le Flysch, dont le pendage général est très raide et généralement orienté au N.-E. »

C'est encore la même série que l'on suit lorsque, depuis le col d'Urdach, on repart vers l'ouest en suivant le massif éruptif. Il apparaît, en plus, une brèche calcaire que les microfaciès permettent de ranger dans le Dogger.

Enfin, si l'on continue le chemin qui longe le Lombrets (cote 561), en remontant vers le nord, on côtoie le contact du Flysch cénomanien avec des roches vertes et de grosses passées de pegmatite très cassée, contenant beaucoup de muscovite en grands cristaux. *La colline est certainement formée de cette roche granitique, dont on découvre d'énormes blocs emballés dans le Flysch* (Pl. XXVI, 1).

1. En préparation.

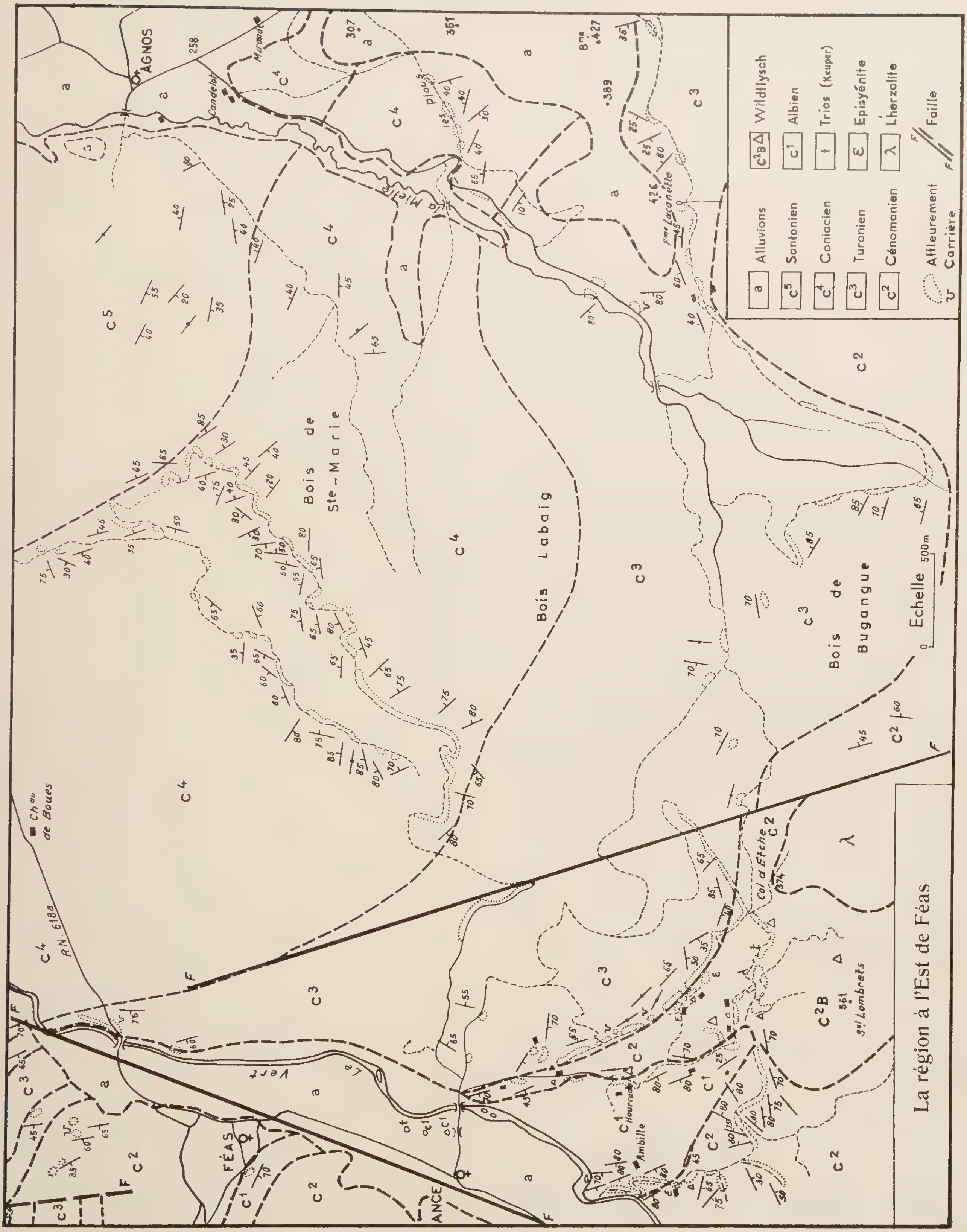

La région à l'Est de Féas
Alluvions
Santonien
Coniacien
Turonien
Cénomanien
Affleurement
Carrière
Wildflysch
Albien
Trias (Keuper)
Episyénite
Lherzolite
Faille
Echelle
500m
AGNOS
FÉAS
Bois de Ste-Marie
Bois Labaig
Bois de Bugangue
Col d'Etche
RN. 618B
Chau de Boues
Vert
Ambille
Hourcade

Fig. 47.

Le sillon nord, entre le Vert et le col d'Etche (cote 374), est également une zone complexe.

La brèche monumentale diminue en fréquence et en taille, mais on en rencontre encore des blocs dans les chemins qui suivent vers l'ouest le flanc de la colline, ainsi que dans les sentiers qui descendent vers Casamajou.

Immédiatement à l'ouest du col d'Etche, après les marnes cénomaniennes altérées de couleur ocre et du quartzite primaire, se trouve un gisement d'argile versicolore que je pense pouvoir attribuer au Trias (Keuper ?). Juste à un croisement de chemins et sur une centaine de mètres, c'est à nouveau un affleurement de lherzolite. Toujours en suivant le chemin vers l'ouest, on croise cette fois, sur une cinquantaine de mètres, un calcaire bleu noir, fissuré de calcite, qui s'avère, en plaques minces, être microcristallin, ferrugineux, finement dolomitique et gréseux (10 à 15 % de quartz, avec de petits plagioclases. Il contient (LD. 45) de rares débris d'Echinodermes et de Mollusques. *Il s'agit probablement d'Aptien inférieur.*

On passe, ensuite, à des calcaires argileux beiges, siliceux, des bancs de schistes fragmentés en petits morceaux et donnant l'illusion d'un litage, etc.

En descendant vers Ance, on peut suivre le contact Albien-Cénomanien. La marne schisteuse noire constitue, en effet, une sorte de coin venant butter contre le Lombrets au sud et dont on ne retrouve plus, au nord, qu'un étroit sillon passant à Féas, sur la rive gauche du Vert.

Quelques forages sismiques ont permis d'en poursuivre la trace à la hauteur de Ance, juste au nord du pont qui enjambe un ruisselet parallèle au Vert, à l'est de l'église. Ces échantillons (n° 301, 302 et 303) appartiennent au profil SP2. N3, NI NI [1] et ont été recueillis à 16 mètres de profondeur. *Le premier pourrait appartenir à du Trias. Il s'agit, en effet, d'une argile verte qui laisse en lavage un résidu blanchâtre, gypseux, avec quelques quartz bipyramidés. Quant aux deux suivants, la marne noire montre de petits débris de Globigérines, de Radiolaires et de fins spicules de Spongiaires, microfaciès de l'Albien supérieur possible.*

La limite sud de l'Albien, sur la rive droite du Vert, se situe entre les fermes Ambille et Lacoste (?). La rivière, à cet endroit, fait un coude brusque. On observe le passage de l'Albien au Cénomanien dans le chemin qui monte de là vers le sud. C'est ainsi qu'à la ferme Lacoste (?), on rencontre un petit gisement de roche verdâtre à jaunâtre. Il s'étend sur une dizaine de mètres le long du chemin. Il s'agit d'une passée éruptive, probablement une *ancienne « épisyénite »* de type Pélégria, *bulleuse, vacuolaire, englobant de petits nodules quartzeux d'origine sédimentaire* (HD. 997).

Immédiatement après, devant la ferme, on remarque *deux barres de brèches à gros éléments, sur 2 à 3 mètres d'épaisseur.* Enfin, en continuant le sentier vers l'est, à 30 mètres de là, on rencontre des affleurements de marne noire albienne, en petites plaquettes.

Le contact avec le Cénomanien nord se voit, de place en place, le long du sentier qui descend aux fermes Casamajou et Hourcade vers Ance. C'est une marne noire pyriteuse et ligniteuse, *qui contient parfois des septarias,* comme dans l'affleurement qui se trouve sur le bord du chemin, juste au sud de la ferme Hourcade.

C. Le flanc sud du Synclinal du Joos, entre Asasp et le Vert.

Cénomanien.

Depuis Asasp jusqu'à Ance, il se moule sur les anciennes structures, mais ne présente jamais une forte puissance.

En partant d'Asasp vers l'ouest, le contact Albien-Cénomanien s'observe à la sortie N.-O. du village, sur le flanc sud de la colline de Castets (cote 403). La route, qui s'enfonce vers le bois de Bugangue (Pl. XXII, 1), suit à peu près la limite des deux terrains.

Au sud de la grange Carrère, affleurent des bancs de calcaire bleu grisâtre, à grain fin, alternant avec des calcaires marneux, schisteux. Le microfaciès (LD. 56) montre un calcaire argileux cryptocristallin, avec des nodules de calcaire microcristallin, un peu grumeleux. On y remarque de rares Pithonella, Globigérines, Radiolaires et fins spicules uniaxes de Spongiaires.

Si on emprunte, ensuite, le chemin qui passe devant la grange Minjoulet et monte vers la cote 385, on s'aperçoit que la colline est constituée d'une roche verte, plus ou moins fraîche à l'affleurement. Le contact entre l'Albien et l'éruptif se fait quelques mètres après la première ferme qu'on dépasse après l'embranchement des routes. Cette roche altérée serpentinisée présente, *pour* R. Elloy, *une allure « pélégrienne »* (voir p. 135).

Le paysage prend ensuite l'aspect de landes, avec des collines à fougeraies. Au détour des sentiers, à flanc de coteaux, on trouve encore quelques gisements d' « épisyénite ». Quant au Cénomanien, il conserve son faciès Flysch habituel de petites plaquettes marno-schisteuses, avec rarement un banc calcaire marneux de couleur grisâtre, à Fucoïdes. Il peut également revêtir des couleurs vives, ocres ou même rougeâtres, dues à l'altération qui masque tout ou partie de la roche originelle.

1. Forages sismiques opérés par la C.G.G. (Compagnie générale de géophysique) pour le compte de la S.N.P.A. (Société nationale des Pétroles d'Aquitaine).

Turonien.

Les terrains, que je rapporte à cet étage, ont une puissance variable. L'épaisseur semble minimum au nord d'Asasp, pour devenir maximum dans le bois de Bugangue, entre les structures anticlinales d'Asasp et d'Urdach. Elle conserve aussi une certaine valeur à l'est de Ance.

Au nord d'Asasp, on emprunte un chemin forestier qui longe la ferme Lalanne, la fontaine Lacanette, et s'enfonce ensuite dans le bois de Bugangue où il rejoint, après une grande boucle, la route goudronnée qui enjambe la Mielle.

Au hasard des affleurements qui ne sont certes pas continus en cet endroit, on traverse les terrains turoniens.

La lithologie se compose :

— D'un calcaire argileux, dur, esquilleux, bleu à grisâtre, alternant avec une marne en petites plaquettes grises, fréquemment altérée, de couleur ocre à jaunâtre.

— D'un calcaire gréseux, dur, bleu à gris, cristallin, avec des filonnets de calcite. Ce dernier faciès est plus rare. On le remarque dans le lit de la Mielle, un peu avant l'endroit où la route goudronnée la traverse pour pénétrer dans le bois de Bugangue ; également à la fontaine Lacanette où il constitue de gros bancs de 40 à 50 cm d'épaisseur.

Les microfaciès sont les suivants :

— Un calcaire argileux, cryptocristallin, lité, à Pithonella, Globigérines, Gümbélines, Radiolaires, spicules uniaxes de Spongiaires, avec des plages pyriteuses, de rares débris ligniteux et parfois des « galets mous » de calcaire argileux grumeleux (par exemple LD. 6).

— Un calcaire microcristallin, graveleux à grumeleux, légèrement gréseux (jusqu'à 10 % de quartz anguleux anisométriques), à petits Foraminifères : Textulaires, *Spiroplectammina, Glomospira,* Pithonella, Milioles, *Dictyopsella,* Cunéolines, Lituolidés, Verneuilinidés, Polymorphinidés, Echinodermes, Ostracodes, Mollusques (L.D. 10).

Coniacien.

La meilleure coupe de cet étage se relève le long du chemin qui part de la R.N. 618, après Saint-Pée-d'en-Haut, et suit tout d'abord le ruisseau Bélandre, avant de se bifurquer. Le sentier forestier du bas s'enfonce dans le bois pour se terminer en cul-de-sac. Par contre, celui qui escalade les collines, traverse le bois de Sainte-Marie, le bois Lescharticq. Il descend sur Ance, en évitant le col Especouèche-Latte (cote 577). Ces routes, nouvellement ouvertes, permettent une bonne observation du terrain qui affleure pratiquement tout le long.

L'ensemble de la série est très carbonaté comme on pouvait s'y attendre. Les bancs de grès sont inexistants. On voit les principaux faciès suivants :

— Calcaire dur, bleu foncé à noir, en bancs d'épaisseur variable de 10 à 60 cm. Les plaques minces montrent un calcaire microcristallin, grumeleux à graveleux, à Pithonella, Globigérines, Cunéolines, Milioles, Textulariidés, Lituolidés, Rotaliidés, Polymorphinidés, nombreux gros spicules de Spongiaires, avec 2 à 3 % et jusqu'à 5 % de quartz, rares plages siliceuses, débris schisteux, pyrite, oxyde de fer (HD. 540).

On y trouve (HD. 553, 559) des *Globotruncana* peu fréquentes, dont *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti coronata* Bolli, *G. lapparenti angusticarinata* Gandolfi, *G. lapparenti tricarinata* Quereau.

— Calcaire argileux plus ou moins induré, esquilleux, noir à gris bleuté ou brunâtre, en petites plaquettes à cassure conchoïdale. Il se présente en bancs de plus en plus épais en montant dans la série. Certains lits, au passage avec le Santonien, font de 80 cm à 1 mètre de puissance et même jusqu'à 2 mètres. Quelquefois rubané, il montre de nombreuses pistes de vers, des Fucoïdes à larges traces ou délicatement dentelées, noires à bleu foncé. On y observe, dans un fond cryptocristallin, un peu argileux, quelques Pithonella, Gümbélines, Radiolaires et spicules de Spongiaires, avec 3 à 5 % de petits quartz.

— Calcaire détritique, microbréchique, dur, bleuté, avec filonnets de calcite, en petits bancs. On remarque des éléments de schistes ou de calcaires et des restes cristallisés de Lituola, Orbitolines, Textulaires, Spiroplectammina, Cunéolines, *Dictyopsella kiliani* Munier-Chalmas, *Cibicides, Rotalia trochidiformis* Lamarck, Globotruncana (dont *G. lapparenti coronata* Bolli), de gros spicules de Spongiaires, Bryozoaires, Echinodermes, Mollusques, Algues (Mélobésiées).

— Calcaire gréseux beige à nombreuses traces et pistes gris-brunâtre.

— Quelques lits de marne argileuse se rencontrent en petites plaquettes tendres, beiges à brunâtres, où les lavages ne fournissent aucune microfaune déterminable.

On retrouve les gros bancs de calcaire argileux du Coniacien terminal au S.-O. d'Agnos, dans le chemin qui passe devant la ferme Sentin.

III. — COUPE DU BUGALARAN (623).

La coupe que j'ai étudiée (échantillons PB. 501 à 614), à travers le massif de Bugalaran, a été levée et échantillonnée par Y. Wabi, assistant de terrain à la Société nationale des Pétroles d'Aquitaine.

Etages	Coupe et cotes	Description lithologique	Microfaciès - Microfaune
ALBIEN	N 4600	Marne noire lustrée, schisteuse, à nodules plus ou moins calcaires (« septarias »).	Marne argileuse, ferrugineuse, gréseuse, à rares fins spicules de Spongiaires.
CENOMANIEN	4400 4200 Axe synclinal 4000 3800 3600 3400 3200 3000 2800 2600 2400 2200 2000 1800 1600 1400 1200 1000 800 600 400	Alternances de : Calcaire gris, dur, à filonnets de calcite, en bancs de 20 à 50 cm, parfois finement gréseux. et Marne feuilletée, schisteuse, noire ou brunâtre, en lits de 30 à 50 cm, plus ou moins indurée. Axe synclinal.	Calcaire microcristallin, grumeleux, légèrement gréseux, à rares Textulariidés, Verneuilinidés, Pithonella, Globigérines, *Rotalipora apenninica* Renz. *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, rares Radiolaires, Echinodermes, Mollusques, un peu de muscovite, oxyde de fer, pyrite, débris ligniteux. Marne ou argile indurée, légèrement gréseuse, de couleur noire ou ocre, traces de Radiolaires et spicules de Spongiaires. Calcaire argileux, cryptocristallin, à Pithonella, Globigérines, Radiolaires, spicules de Spongiaires, oxyde de fer, pyrite, débris ligniteux. Calcaire gris noir, cristallin et marne feuilletée, bancs de 30 à 50 cm. Calcaire argileux en barres et marne noire, bancs de 50 cm à 1 m. Grès calcaire, gris à noir, ou calcaire gréseux cristallin, gris, en bancs de 50 cm. Calcaire argileux noir, en bancs de 20 à 50 cm. Marne brune à noirâtre, indurée, en petits bancs lités de 10 à 30 cm.
ALBIEN	200 0	Marne noire, schisteuse, en petites plaquettes tendres, lustrées.	Grès (50 à 60 % de quartz), à ciment calcaire, quelques débris de Foraminifères, Echinodermes, Mollusques, ou Calcaire détritique (15 à 20 % de quartz anisométriques, jusqu'à 0,5 mm, parfois assez corrodés), fond microcristallin, graveleux, Verneuilinidés, Orbitolines, Cunéolines, *Trocholina aff. lenticularis* Henson, Pithonella, Echinodermes, Bryozoaires, Ostracodes, Mollusques. Calcaire gréseux (jusqu'à 30 ou 40 % de quartz isométriques moyens), microcristallin, à Pithonella, Globigérines, gros Radiolaires, spicules de Spongiaires uni ou triaxones, filonnets de calcite, pyrite, débris ligniteux. Rares débris de *Rotalipora apenninica* Renz, *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi. Marne argileuse, grumeleuse, ferrugineuse, à Pithonella, Radiolaires, fins spicules de Spongiaires. Calcaire argileux, finement gréseux, à rares fins spicules de Spongiaires. Marne ou argile ferrugineuse, lég. gréseuse (7 à 10 % de quartz) d'aspect grumeleux, fins spicules de Spongiaires, débris ligniteux.

Fig. 48. — *Coupe synthétique du Bugalaran (623).* Echelle : 0 200 400 m

Elle débute 1 kilomètre à l'ouest d'Aramits, à la ferme Casebonne (x = 349,980 et y = 95,650) et remonte jusqu'au nord de la ferme Althabe (x = 348,450 et y = 100,340), soit un cheminement voisin de 6 kilomètres (voir *fig.* 48).

Commençant dans l'Albien du flanc sud, pour se terminer dans celui du flanc nord, elle recoupe entièrement le synclinal cénomanien du Bugalaran, dont elle met en évidence la profonde dissymétrie. On rencontre le Cénomanien méridional à 100 mètres environ au sud de la ferme Oscamou et on le suit jusqu'à la ferme Oyhenard, dans le bois de Gouloume, 1 500 m environ au nord du sommet du Bugalaran (623 m). De là, il ne reste plus que 750 mètres environ à parcourir avant de retrouver l'Albien du sillon nord, qui apparaît au-dessus de la ferme Althabe, à la jonction de deux ruisselets.

Pour G. VIERS (1960, p. 438) : « Bugalaran n'est pas clairement modelé. Le matériel à dominante marneuse y est moins gréseux qu'à la Madeleine et les plis y atteignent une vigueur plus grande. La cuesta qu'il tourne vers Lanne et Aramits, est encochée de ravins nombreux et ne se reconnaît guère qu'à l'ouest et au sud du sommet. Vers le nord, c'est bien pis. Dans de sombres ravins où les bergers ont ménagé la hêtraie, la structure n'apparaît que grâce à des levés de détail, opérés pas à pas. On serait assez surpris, continue-t-il, sans nos observations antérieures, par l'apparition de bancs calcaires massifs, au bas des versants, dans un secteur évasé où confluent les ravins septentrionaux. »

Après les marnes argileuses ou argile indurée à rares spicules de Spongiaires de l'Albien-flanc sud, une lacune de visibilité masque le contact direct avec le Cénomanien. Celui-ci commence par un calcaire microcristallin grumeleux, à Pithonella, Arénacés, Polymorphinidés, spicules de Spongiaires, débris d'Echinodermes. Il contient 5 à 7 % de quartz, avec pyrite, muscovite et débris ligniteux.

Après une nouvelle courte lacune, apparaît une épaisse série essentiellement marneuse. Ce sont de petits bancs d'argile noire ou ocre jaune, indurée, ferrugineuse, à débris ligniteux, contenant 25 à 30 % de quartz, ou bien des lits de 10 à 20 cm, brunâtres ou noirâtres, de marne ou calcaire argileux, grumeleux, à rares Pithonella, Globigérines (*G. cretacea* d'ORBIGNY ?), Radiolaires et fins spicules de Spongiaires. Cette roche contient 25 à 30 % de quartz.

Cent mètres au nord de la ferme Lesponne, la formation laisse voir quelques bancs, de 20 à 50 cm, de calcaire microcristallin, légèrement ferrugineux et gréseux (15 à 20 % de quartz), avec des calcaires argileux, un peu grumeleux, à Pithonella, Radiolaires et spicules de Spongiaires. On observe, aussi, un peu de calcaire gréseux (30 à 40 % de quartz anguleux isométriques). Celui-ci renferme parfois des restes de *Rotalipora apenninica* (RENZ) et de *Praeglo botruncana stephani* GANDOLFI, avec *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY, Pithonella, Textulaires et débris d'Algues (Mélobésiées).

Ces mêmes alternances continuent sur 700 *à* 800 *mètres environ.* On note la présence d'un banc de 50 cm d'épaisseur de calcaire microbréchique, détritique (15 à 20 % de quartz anisométriques, jusqu'à 0,5 mm, plus ou moins corrodés). Le fond est microcristallin, graveleux, d'aspect lité, avec des fissures ferrugineuses. On reconnaît des restes de Cunéolines, Orbitolines, Trocholines (*T.* aff. *lenticularis* HENSON ?), Milioles, *Pithonella, Heterillina, Gyroidina,* Textulaires, gros spicules de Spongiaires, Bryozoaires, Echinodermes, Ostracodes et Mollusques.

Puis, la lithologie devient à nouveau marneuse, avec prédominance de gros bancs de marne argileuse, grumeleuse, ferrugineuse, à Pithonella, Radiolaires, spicules de Spongiaires, débris ligniteux, oxyde de fer et 10 à 15 % de petits quartz.

Avant la ferme Carrère, on retrouve des barres de 20 cm de calcaire microcristallin, légèrement gréseux (30 à 35 % de quartz anisométriques) à *Rotalipora apenninica* (RENZ), *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY, *Pithonella,* Radiolaires, spicules uniaxes de Spongiaires, ainsi que de rares lits de grès (50 à 60 % de quartz anguleux isométriques) à ciment calcaire et grains lithiques (éléments schisteux et ligniteux) à Lituolidés, Verneuilinidés, Pithonella, Echinodermes, Mollusques, un peu de pyrite et oxyde de fer. Ces roches alternent avec de gros bancs, épais de 1 mètre, de marne argileuse et schisteuse.

Le sommet du Bugalaran (623 m), *bien que sans affleurement visible, est probablement constitué de bancs de* 50 *cm à* 1 *m de calcaire argileux* à petits Pithonella et traces de spicules de Spongiaires, *et d'argile indurée* de couleur ocre à brunâtre, grumeleuse, avec 25 % de quartz, oxyde de fer et pyrite. Ce sont, en effet, les faciès que l'on observe dans les taupinières et dans les gisements en retrait du sommet.

La série se continue ensuite monotone et essentiellement carbonatée, en bancs rythmiques de 20 à 50 cm, dans le bois de Gouloume, identique jusqu'à l'axe synclinal et même jusqu'à l'Albien du flanc nord, avec un pendage redressé.

Ce sont toujours :

— Des calcaires microcristallins, légèrement gréseux (10 à 20 % de quartz) rarement microbréchiques. On y reconnaît *Rotalipora apenninica* (RENZ), *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI et *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI var. *turbinata* REICHEL, Pithonella, Cunéolines, Textulariidés, Verneuilinidés, Polymorphinidés, et de gros spicules de Spongiaires.

— Des calcaires cryptocristallins grumeleux, à rares Pithonella, Globigérines, fins spicules, contenant de 15 à 20 % de quartz.

— Des argiles indurées, gréseuses (30 à 35 % de quartz), à traces de spicules de Spongiaires. Elles sont de couleur ocre, rouille ou brunâtre.

La coupe se termine dans la marne noire lustrée, schisteuse, de l'Albien, que l'on voit dans le chemin menant à la ferme Althabe.

Un autre cheminement à l'est permet de toucher le contact Albien-Cénomanien. En partant de la ferme Elqueschoury, dans le chemin qui longe un ruisseau, on retrouve la formation calcaréo-argileuse du Flysch. Trente mètres plus ou nord, on rencontre les marnes noires ou calcaires argileux cryptocristallin à rares spicules de Spongiaires de l'Albien. Cinquante mètres encore et ce sont, à nouveau, les calcaires gris, micro ou cryptocristallins à filonnets de calcite, grumeleux, pyriteux et gréseux, à Pithonella, Radiolaires et rares spicules de Spongiaires. On atteint, ainsi, les premiers bancs cénomaniens du Cambeillon.

IV. — LA RIDE ALBIENNE ENTRE FEAS ET CHABALGOITY, ET LA REGION BORDANT LA VALLEE DU LITOS.

Les marnes noires albiennes peuvent se suivre dans un déplacement d'est en ouest, le long d'une gouttière étroite et sinueuse, depuis la R.N. 618 à la traversée de Féas, jusqu'au sud de la ferme Chabalgoïty. G. Viers (1956, p. 188) écrit à ce propos : « Au nord du bois de Gouloume (Aramits), une dépression ouest-est met en communication les trois ruisseaux de Barthaburia, du Litos et de l'Aurone. Cet alignement hydrographique suggère une influence structurale que l'existence de la source minérale des bains de Féas confirme (*la source de Sainte-Vigne, à 800 mètres de Féas, est une source froide, alcaline*). Il existe ici, en effet, un noyau anticlinal complexe, long d'environ 2 kilomètres et dont l'enveloppe de schistes albiens s'étend du Joos au Vert... Les schistes albiens avec septarias occupent enfin le très large vallon de l'Aurone jusqu'à Féas au moins. »

Le chemin qui, depuis ce village, longe vers l'ouest le Soum de Sabareille, pour rejoindre la route de Chabalgoïty et la vallée du Litos, permet en effet de suivre la trace de l'Albien. *On découvre ainsi, au hasard d'un sentier qui monte vers la lande, quelques septarias ferrugineux.* Les marnes noires, grisâtres ou jaune rouille, en petites plaquettes, ne contiennent pratiquement aucun organisme, si ce n'est quelques rares débris de Foraminifères arénacés (Bathysiphon sp. ou Haplophragmoïdes sp.) pyritisés, avec de la limonite, de peu fréquentes paillettes de muscovite et de 7 à 10 % de petits quartz.

Au sud et sud-ouest de la ferme Chabalgoïty, comme à l'est, on observe des marnes noires schisteuses, en plaquettes, à Foraminifères arénacés, ce qui permet à G. Viers d'écrire (1956, p. 447) : « La combe de Chabalgoïty, large d'un kilomètre, est ouverte dans les schistes albiens... »

Mais, juste au croisement du chemin qui se rend à cette ferme, il faut également signaler la présence d'une argile altérée, rougeâtre à jaunâtre, où les rayons X donnent le diagramme caractéristique des argiles triasiques (communication orale de J. Esquevin)[1] G. Viers (1956) en décrit aussi dans le lit des ruisseaux qui confluent sous Chinaberry.

Les roches vertes de Chabalgoity et de Claverie.

La ferme de Chabalgoïty est bâtie sur un gisement de roche verte, que l'on observe dans la cour et à la base du mur d'enceinte, face à la maison.

D'après R. Elloy, c'est une roche (HD. 22) le plus souvent très serpentinisée. Cependant, lorsqu'elle est plus fraîche, on distingue quelques pyroxènes et des cristaux de hornblende, avec de la perovskite et de l'olivine. Cette association oriente vers une *roche ultra-basique de la famille des péridotites.*

G. Viers (1954 et 1956) a signalé le premier ce gisement, ainsi que celui de la ferme Claverie.

On parvient à ce dernier, en empruntant sur la route de Féas à Chabalgoïty, un sentier forestier sur la gauche, 1 km après le petit pont sur l'Auronne. Ce chemin traverse le ruisselet et serpente dans le bois jusqu'à la ferme bâtie au flanc d'un mamelon verdoyant. C'est dans un taillis, au sommet de cette colline, que l'on découvre un affleurement réduit de roche verte, parmi les ronces et les noisetiers.

Cette anfractuosité représente probablement une ancienne petite carrière, depuis longtemps abandonnée. Le mamelon entier doit correspondre au pointement de roche éruptive.

Le propriétaire signale, en effet, qu'en labourant le champ au nord-est de l'affleurement, il en sort des morceaux avec sa charrue[2]. On en voit également des cailloux épars sur le chemin d'accès.

Cette roche (HD. 126-127 et GV. 155) altérée prend parfois une teinte jaunâtre ou blanchâtre, mais on y observe toujours des globulites de calcite (ou de zéolithes ?) dans un fond microlithique. Elle correspond au même type de roche que celle du gisement de Pélégria (voir p. 135) et se trouve, d'ail-

1. Ingénieur minéralogiste à la Société nationale des Pétroles d'Aquitaine.

2. Communication personnelle de G. Viers, qui a bien voulu m'indiquer la position précise de ce gisement. G. Viers me signale également l'existence, 500 mètres environ au N.-E. de Claverie, de deux autres petits pointements, sur le bord de sentiers forestiers, d'une roche vacuolaire à nodules de calcite, avec une brèche à schistes albiens. Je les ai indiqués sur mes cartes, sans les avoir retrouvés.

leurs, en même position stratigraphique, à proximité du contact Albien-Cénomanien. *Ce serait, par conséquent, une roche volcanique d'épanchement, de type basique, appartenant au cortège des spilites.*

Le mamelon est entouré d'affleurements (voir *fig.* 49) de marno-calcaire à calcaire argileux noirâtre à bleu foncé, en bancs lités, alternant avec de petits lits gréseux ocre jaune, souvent très transformés. Le calcaire argileux (HD. 128 à 134) contient de rares Pithonella, avec quelques fins spicules de Spongiaires et Radiolaires.

quartz anguleux), avec de rares spicules uniaxes, plus ou moins silicifiés (calcédoine), de Spongiaires et des Radiolaires.

Parmi les divers chemins qui serpentent sur le flanc sud du Soum de Sabareille, le Cénomanien représente une minime partie des affleurements. La série, très calcaire dans son ensemble, ne montre que de rares bancs, d'épaisseur variable, gris bleu à grisâtres, avec des lits marneux bleus à noirâtres, parfois altérés et de couleur jaune à rougeâtre. Les

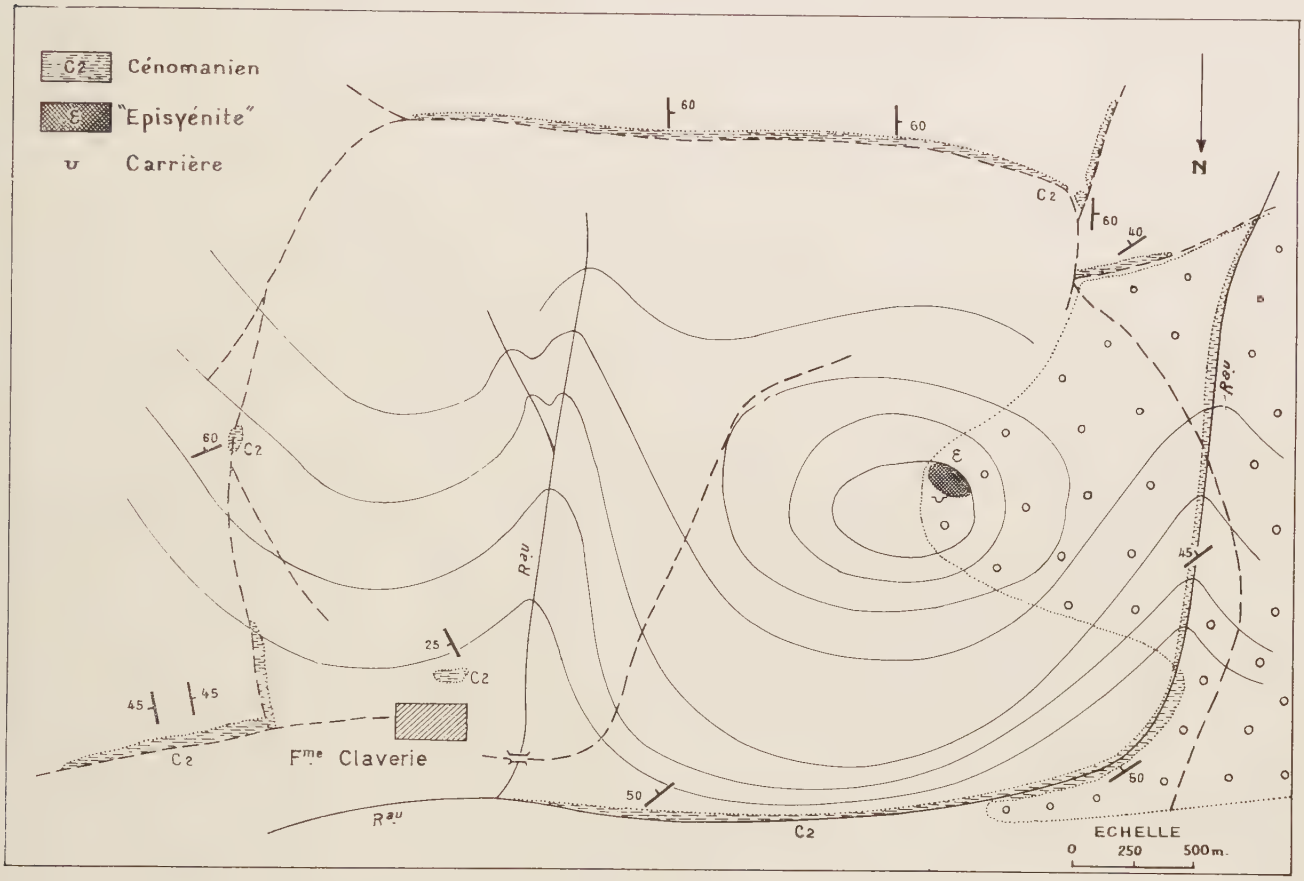


FIG. 49. — *Carte schématique des environs immédiats du gisement d'épisyénite de la ferme Claverie.*

Cénomanien.

La base de l'étage est constituée de marno- calcaire en plaquettes schisteuses noires, avec de rares niveaux de grès. On observe ces divers faciès sur le chemin qui, partant de Féas, se dirige vers l'ouest et la ferme Chabalgoïty. Ce sentier, de direction générale E.-O., longe le Soum de Sabareille et le tracé de l'Auronne, petit ruisseau qui se jette ensuite dans le Litos.

La marne est argileuse, finement pyriteuse, ligniteuse et légèrement gréseuse (15 à 20 % de petits

lavages n'ont livré qu'une microfaune de Foraminifères arénacés.

L'ascension du Cambeillon[1] (660 m), sur la rive gauche du Litos, permet une bonne observation de ce Cénomanien. Quand on entreprend la montée par le flanc sud, au-dessus de la ferme Althabe, ce sont des marnes et grès à dominante jaune ou ocre, avec de rares passées de grès bréchique et ferrugineux (échantillon HD. 606). Ce dernier faciès consiste en un grès grossier (50 à 60 % de gros quartz anguleux,

1. S'écrit également Cambillou ou Kambillou.

anisométriques) à ciment calcaréo-ferrugineux, contenant des éléments schisteux verts ou noirs, des restes quartziteux, de rares cristaux de calcite, du calcaire cryptocristallin à spicules de Spongiaires et Algues (Mélobésiées), de la roche éruptive, ainsi que des Orbitolines, Pithonella, Globigérines, avec de la pyrite, oxyde de fer et muscovite.

Ce sont ensuite des bancs calcaires abondants, à flanc de colline et sur le sentier, qui paraissent uniformes en direction. Des sources coulent à même le chemin et de nombreux abreuvoirs ont été installés pour les animaux. Ce calcaire est cryptocristallin à petits Pithonella, Globigérines.

On rencontre aussi (HD. 605) un calcaire graveleux à fond cristallin, à *Lituola, Pithonella, Spiroplectammina,* Milioles, Globigérines, Lituolidés, Buliminidés, reste d'Echinodermes, Ostracodes, Algues (Mélobésiées). Il contient de 7 à 10 % de quartz anguleux ou néoformés.

On constate que les marnes du Cénomanien terminal, typiques à Géronce sur le flanc nord du synclinal (p. 151), ne s'observent à aucun endroit (p. 158) sur le flanc sud. Il s'agit peut-être d'une érosion ?

Turonien (Pl. XXVIII, 1).

Le sommet du Cambeillon (660 m) se présente comme une sorte d'éperon calcaire, une dorsale de bancs lités, dirigés O.-S.-O. - E.-N.-E. Il s'agit d'un calcaire microcristalllin, légèrement granuleux à grumeleux, à Pithonella, très petites Gümbélines, quelques spicules de Spongiaires et *gros Radiolaires,* avec 1 à 2 % de petits quartz (HD. 604). C'est la *première barre calcaire du Turonien que l'on retrouve sur la route de Chabalgoïty à Esquiüle.* La seconde barre, du Turonien terminal, se voit au nord, sur un autre mamelon, sorte d'échine arrondie et diaclasée de direction analogue à la première.

Sur le flanc est du Cambeillon, les photos aériennes permettent de remarquer un décrochement des barres calcaires vers le nord. Une nouvelle faille semble probable le long de la vallée du Litos, ramenant le Turonien vers le sud (voir *fig.* 50). En effet, lorsqu'on emprunte le chemin qui, de Chabalgoïty, monte vers la route (D. 24) d'Oloron à Esquiüle, le calcaire turonien se rencontre très vite après le petit pont (x = 350,625 - y = 100,350) qui traverse le Litos, lequel prend alors un tracé orienté vers le N.-N.-E. L'épaisseur de l'étage paraît plus importante à cet endroit, sans doute par suite de l'étirement des couches, dû au décrochement.

La lithologie est toujours, dans l'ensemble, très carbonatée. On y trouve, bien que rarement, la présence de calcaire silicifié, montrant des restes de spicules de Spongiaires et de Radiolaires (R.D. 860).

Le rythme le plus habituel se compose de calcaire argileux en plaquettes, bancs de 50 cm à plus de 1 mètre parfois, et de calcaire dur, bleu-noir, avec des veinules de calcite, en minces lits de 10 à 20 cm. On remarque souvent un diasthème entre les bancs. Ceux-ci, *plus serrés et abondants en haut et en bas de l'étage, ont permis à G.* Viers (1956) *de parler de « barres calcaires » que l'on suit effectivement dans le paysage* (voir Pl. XXVIII, 2). Il écrit à ce propos (p. 197). « ... Deux ou trois bandes de calcaires cénomaniens épousent fidèlement le flanc N.-N.-E. puis E. des accidents Chabalgoïty-Joos-Saint-Palais. Ces barres calcaires forment l'ossature des points culminants de l'espace étudié, Soum de Sabareille (cote 472 au N. de Féas), Cambillou (660 m), Croix d'Ahargo (611 m), cotes 557 et 475, signal de Chéraute (436 m), signal de Moncayolle (323 m). »

Le microfaciès le plus fréquent, que j'ai déjà reconnu dans le Turonien, consiste en un calcaire cryptocristallin, rarement microcristallin, à spicules de Spongiaires, *gros Radiolaires* fréquents, petits Hétérohélicidés : Gümbélines (*G.* aff. *moremani* Cushman), Globigérines, Pithonella. Les gros Radiolaires disparaissent lorsqu'on monte dans la série ; par contre, le *calcaire cryptocristallin contient de nombreux Pithonella, lui donnant une ressemblance avec le faciès aturien* (*RD.* 889), *bien que la taille des organismes soit toujours très petite.*

Les lavages, quand la roche devient plus marneuse, ne produisent qu'une très pauvre microfaune de Foraminifères arénacés, avec des Radiolaires et des globules pyriteux. On peut, cependant, signaler la présence de *Globotruncana helvetica* Bolli (RD. 869), dans un échantillon situé à mi-chemin entre les deux barres calcaires.

Les petits bancs de calcaire dur sont constitués d'un calcaire cristallin microbréchique, légèrement gréseux (avec 10 à 20 % de gros quartz détritiques, plus ou moins corrodés), à nombreuses sections de grosses Globigérines, *Globotruncana helvetica* Bolli, *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *Pithonella,* et sans doute *Rotalipora apenninica* (Renz), qui serait remanié. Il y a, également, des restes de Cunéolines (*C. conica* d'Orbigny ?), des Lagenidés, Verneuilinidés, Textulariidés, ainsi que de petits débris d'Algues (Mélobésiées) et des Radiolaires silicifiés (Pl. XXV, 2). La roche est souvent ferrugineuse (oxyde de fer, pyrite) et fissurée. On remarque, enfin, de minces éléments de schistes noirs et de calcaires cryptocristallins (RD 865-871).

On découvre *la seconde barre du Turonien,* 100 *mètres à l'est de la route qui longe le Litos.* Un petit sentier part vers une ancienne carrière, qui exploitait anciennement la roche pour la chaux. De gros bancs de calcaire dur, bleu-noir, avec des plages de calcite, constituent le front de taille d'une dizaine de mètres de haut. Il s'agit d'un calcaire cristallin, finement graveleux, à petits Foraminifères divers, Pithonella,

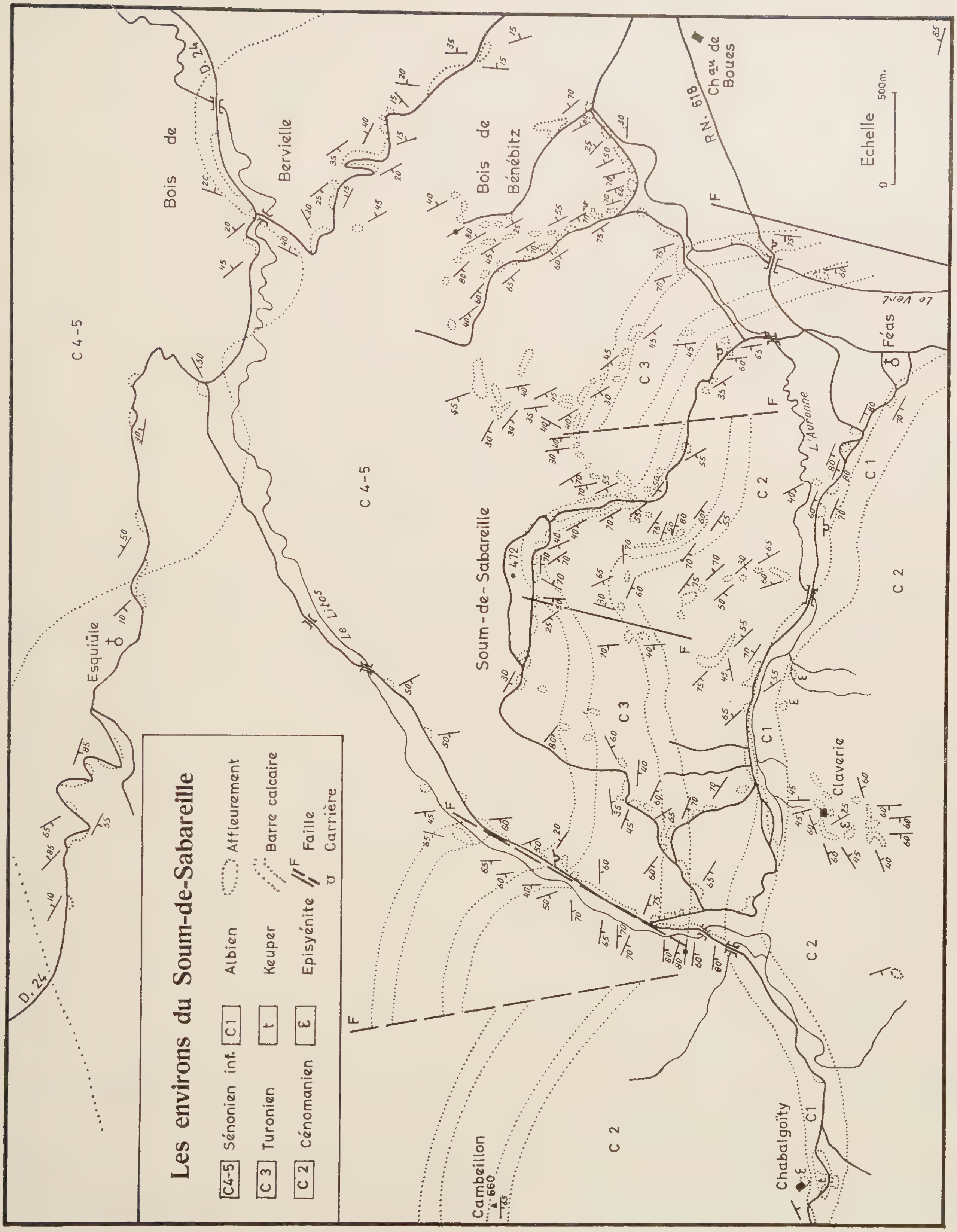

Les environs du Soum-de-Sabareille
C4-5 Sénonien inf.
C 3 Turonien
C 2 Cénomanien
C1 Albien
t Keuper
ε Episyénite
Affleurement
Barre calcaire
F Faille
Carrière
Echelle
0 500m.
Bois de Bervielle
Bois de Bénébitz
Soum-de-Sabareille
Esquiùle
Chabalgoity
Claverie
Féas
Cambeillon
660
472
Chau de Boues
R.N. 618
D. 24
Le Litos
L'Auronne
Le Vert

FIG. 50.

Nezzazata ? Globigérines, Rotaliidés, Textulariidés (RD. 894). On y trouve de 3 à 5 % de petits quartz anguleux avec un peu de pyrite. Du calcaire marneux en plaquettes s'observe sur le sentier. La ligne d'arbres qui monte sur le flanc de la colline souligne la direction de la barre vers l'E.-S.-E.

Les faciès décrits ci-dessus restent identiques parmi les différents affleurements que j'ai visités sur les pentes du Soum de Sabareille. Certains sentiers suivent les bancs en long et permettent une excellente observation de ce Turonien calcaire. De gros bancs présentent un débit en crayons. Je noterai la présence occasionnelle de nombreux Fucoïdes dans le calcaire argileux. Les parties les plus marneuses montrent, en quelques endroits, une altération jaune ocre ou rougeâtre. On s'aperçoit, aussi, avec les variations rapides et nombreuses des directions, combien ce Flysch est intensément plissé jusqu'à la fracture. C'est ainsi qu'au passage du Vert, *la faille que j'ai dessinée, a sans doute été occasionnée par un décrochement de toute la série vers le sud, la vallée du Vert en empruntant probablement l'ancienne trace.*

Coniacien.

Le Sénonien inférieur se voit peu, le long du chemin de Chabalgoïty à la route d'Esquiüle ; de plus, les rares affleurements sont décomposés et ne présentent, par conséquent, qu'un faible intérêt. Il est préférable de l'observer sur le flanc N.-E. du Soum de Sabareille, dans le bois de Bénébitz. On trouve aussi quelques gisements le long du Vert. On constate, à ce propos, que chaque fois que la rivière fait une boucle, il y a, sur la rive gauche, présence d'une colline constituée de barres calcaires. Un ruisselet coule au pied de celle-ci et se jette dans le Vert, à l'endroit du coude.

La lithologie a peu varié en comparaison avec l'étage précédent. On rencontre le plus souvent :

— Un calcaire argileux noir, esquilleux, en plaquettes, dont les bancs peuvent avoir une épaisseur assez grande.

— Un calcaire dur, bleuté, à grain fin, en gros bancs de 80 cm à 1 m d'épaisseur environ.

— Une marne noire, en plaquettes tendres jaune-rougeâtre par altération.

Plus rarement, on observe de petits lits de 2 à 5 cm de grès fin à ciment calcaréo-ferrugineux (50-60 % de fins quartz isométriques, anguleux), avec de très rares plagioclases, de la muscovite, des filonnets de calcite et des fissures ferrugineuses qui sont toutes orientées dans le même sens.

La marne livre quelques Foraminifères arénacés.

Les microfaciès, dans les calcaires, montrent, soit un calcaire cryptocristallin légèrement ferrugineux et finement gréseux (2 à 3 % de quartz) avec des débris ligniteux, paillettes de muscovite, oxyde de fer et pyrite, soit un calcaire gréseux (15 à 20 % de très petits quartz), microcristallin, avec de petits lits pyriteux qui donnent un aspect rubané à la roche, soit un calcaire argileux, cryptocristallin, à Pithonella, Gümbélines, Globigérines.

Plus au nord, quand on parcourt le sentier forestier qui relie la route N. 618 de Féas à la D. 24 d'Esquiüle, on passe dans le bois de Bervielle. Cette silencieuse forêt est plantée de chênes aux beaux fûts élancés. A côté d'une ferme abandonnée, après avoir traversé le Litos, on retrouve les gros bancs de calcaire argileux, esquilleux, bleu-grisâtre, à grain fin, lité, qui annoncent le sommet de l'étage.

Je ne reprendrai pas la description du Santonien, que j'ai déjà détaillé à propos du synclinal de Josbaig (voir p. 157).

V. — LA STRUCTURE ANTICLINALE DU JOOS.

Cet anticlinal se développe sur 6 kilomètres environ du nord au sud, depuis un coude du Joos au nord-ouest de Lanne jusqu'au sud-ouest de Barcus, sur la rive gauche du Joos. Mise en évidence par G. Viers (1954 et 1956), qui en fait un pointement diapir de Keuper, cette sorte de boutonnière, dans le substratum du Flysch, n'était auparavant représentée que par un affleurement d'ophite sur la carte géologique au 1/80 000 de Mauléon, et une lame peu étendue de Trias supérieur sur la carte de P. Viennot (1927).

Les gisements ne sont évidemment pas très abondants. Le pays est couvert et le Keuper facile à déblayer par les agents d'érosion. On peut, quand même, reconstituer une ride triasique, (*avec d'ailleurs quelques affleurements probables de Primaire*), montrant de fréquents points d'émission de roches vertes.

L'Albien s'observe de part et d'autre, dans la partie septentrionale, tandis que le Flysch cénomanien arrive directement au contact au sud, sauf sur la rive droite du Joos où l'extrémité méridionale de l'accident vient s'encastrer (voir *fig.* 51).

Le cœur de l'Anticlinal.

Le Keuper commence, au sud, dans le coude du Joos, au sud-ouest de Manaut, par un assez gros pointement d'ophite. Ce sont, dans les talus, des blocs plus ou moins arrondis, noyés dans une argile ocre à rouge brunâtre, que l'on découvre le long du chemin qui va de cette ferme à la route D. 29, jusqu'au pont qui enjambe la rivière. On remarque encore, à ce dernier endroit, de gros blocs épars et sub- en place.

R. Elloy définit cette roche comme ayant une structure poécilitique dominante et bien caractéristi-

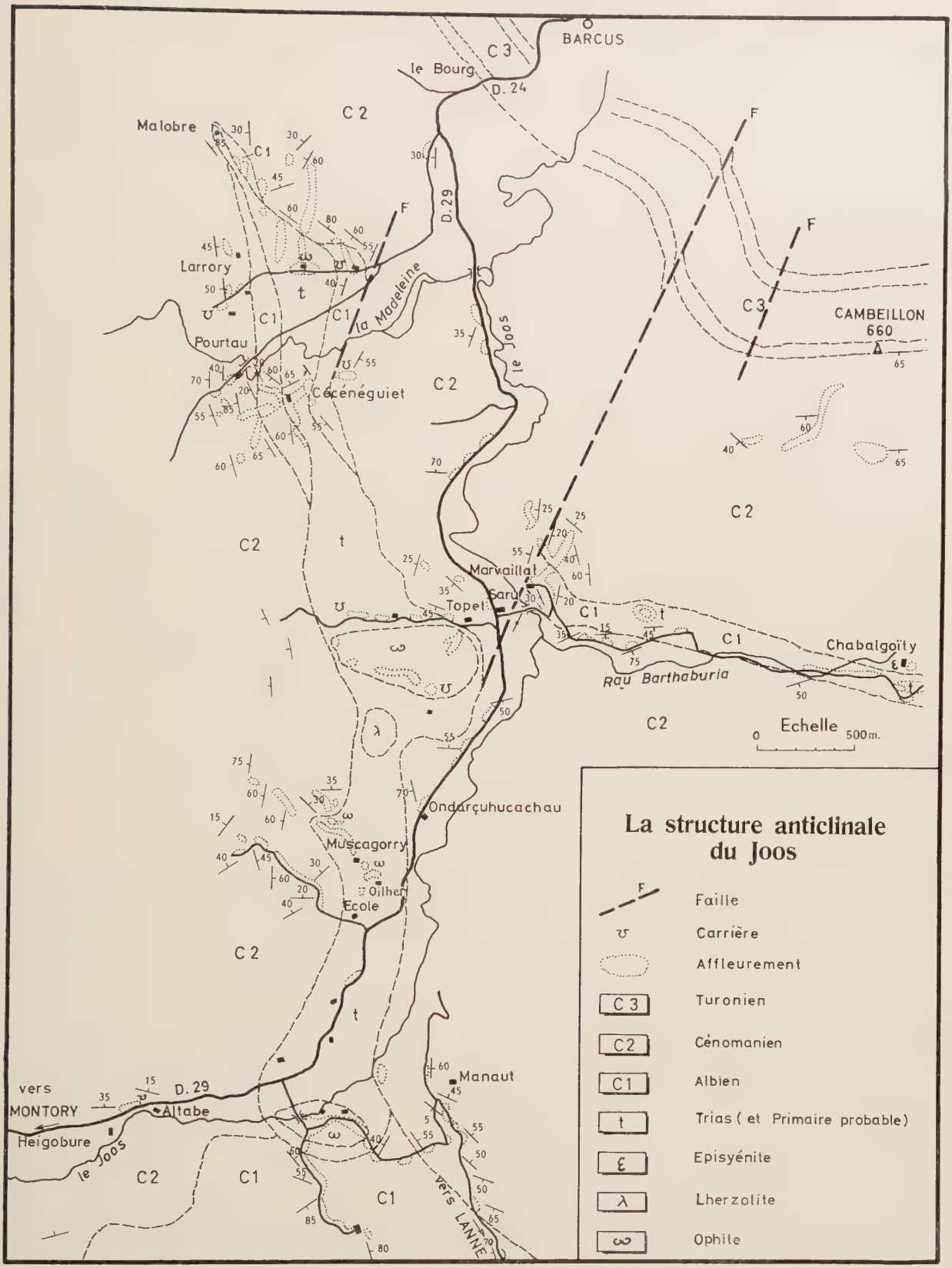

BARCUS
le Bourg
D. 24
C 3
C 2
C 1
Malobre
Larrory
Pourtau
Cécénéguiet
la Madeleine
le Joos
D. 29
F
CAMBEILLON
660
Marvaillat
Saru
Topet
Chabalgoïty
Rau Barthaburia
Echelle 500m.
Ondarçuhucachau
Muscagorry
Oilher
Ecole
Manaut
vers MONTORY
Altabe
Heigobure
vers LANNE
La structure anticlinale du Joos
Faille
Carrière
Affleurement
Turonien
Cénomanien
Albien
Trias (et Primaire probable)
Episyénite
Lherzolite
Ophite

FIG. 51.

que. Les plagioclases sont très altérés et uniquement reconnaissables par leurs contours (noyés dans les minéraux ferro-magnésiens). Les pyroxènes sont presques totalement transformés en hornblende verte très claire et produits micacés. Il subsiste cependant quelque pyroxènes intacts (pigeonite — α m : — 29°). On reconnaît, enfin, de grands cristaux d'ilménite et de pistacite d'altération.

Directement au sud, le chemin qui descend de la lande albienne (marne noire en petites plaquettes schisteuses) permet de voir le contact avec le Keuper (argile versicolore).

Quand on emprunte la D. 29 en se dirigeant vers le nord, environ 700 mètres après l'embranchement du chemin de la ferme Manaut et à 100 mètres d'une maison au bord de la route, on observe dans le talus un petit affleurement d'une argilite rougeâtre à violacée. En plaques minces, cette roche assez indurée montre (HD.911) des nodules allongés de grès quartziteux dans un fond assez lité, siliceux, ferrugineux et micacé (muscovite).

En continuant vers le nord, dans un tournant accentué de la D.29, s'ouvre un chemin à gauche qui mène à une école. Cette petite maison blanche et coquette se remarque depuis la route. Le sentier à vaches, caillouteux et défoncé, qui part à gauche de cette école et monte vers la ferme Muscagorry, parallèlement à la propriété Oilher, présente d'assez fréquents affleurements de Trias (Keuper ?). Ce sont toujours des argiles versicolores, parfois rouges ou verdâtres, jaunes ou violacées. Dans le tournant, 20 mètres avant la barrière de la ferme Muscagorry, ce sont des blocs d'ophite plus ou moins altérée, épars sur le talus. L'affleurement n'est plus visible, mais la taille de ces blocs en laissent supposer la proximité.

R. Elloy y observe une structure poécilitique, mais il n'existe plus cette fois de pyroxènes intacts. Il y a eu transformation totale en hornblende verte et produits micacés. Par contre, les plagioclases sont relativement frais (andésine). L'ilménite est abondante, avec de l'épidote en granules dispersés, de l'antigorite et des nids de plagioclases de néogénèse (albite).

Au-delà de Muscagorry, le chemin continue vers les collines de fougeraies, au nord-ouest. On rencontre de plus en plus d'argiles, un peu gypsifères, violacées ou ocres, avec beaucoup de magnétite, limonite, pyrite et muscovite. Les zones indurées montrent, au microscope, les mêmes pastilles de grès quartziteux décrites plus haut. A proximité du contact avec le Flysch, on découvre encore un gisement d'ophite altérée, cette fois transformée en un produit grossièrement sableux, argileux et très ferrugineux. Après une courte lacune de visibilité, on reconnaît les alternances de grès parfois grossier et de marne schisteuse noire en plaquettes du Cénomanien.

En suivant à nouveau la route D.29, à peine 2 kilomètres plus au nord, s'ouvre un embranchement. Le chemin de gauche se rend à la ferme Topet, en longeant un ruisselet qui descend des collines. Si l'on dépasse cette ferme vers le sud-ouest, après une barrière, on commence à gravir la pente d'un nouveau gisement d'ophite, visible dans le talus. La roche est peu fraîche, à peine reconnaissable, verdâtre à kakie et emballée dans une gangue argileuse brun rougeâtre.

Dans une excavation, sur la droite, j'ai découvert une roche blanchâtre à beige clair, siliceuse, que R. Elloy a déterminée comme *une tactite* (HD. 929). *Dans un fond d'adinole, microcristallin, constitué de plagioclases (albite) et de quartz, avec de rares paillettes de séricite, il observe localement la formation de nids quartzo-feldspathiques, avec quartz et albite très fraîche, engrenés. Cette roche indique par conséquent un certain métamorphisme de l'ophite lors de sa mise en place.*

En continuant le chemin vers la fougeraie, à travers une zone boisée, on arrive aux abords d'une nouvelle ferme. Cent mètres au nord de celle-ci, une ancienne petite carrière présente un nouveau pointement de roche verte. Cette fois, l'ophite est à structure intersertale, avec grand développement des plagioclases, souvent en gros cristaux. Ce sont de l'albite, de l'oligoclase ou de l'andésine. Il semble donc y avoir une évolution vers le pôle acide. On remarque toujours de la hornblende verte d'ouralitisation, de l'épidote abondante, avec ilménite et chlorite.

Vers l'ouest, dans le bois, les affleurements se font plus rares. Des blocs épars de roche verte sur les sentiers laissent toutefois présumer la proximité d'une zone ophitique. La traversée d'un ruisselet à gué permet de confirmer cette hypothèse. On observe en effet des dalles plates assez épaisses et très dures d'une roche fraîche. Elle montre à la cassure une couleur légèrement bleutée avec fissures verdâtres. La surface peu pentée du gisement forme une sorte de cuirasse sur laquelle coule le ruisseau. Il s'agit d'une ophite à structure poécilitique, qui contient des quartz secondaires. Un autre pointement de cette roche apparaît plus à l'ouest, au griffon d'une source, au pied d'une colline.

De là, en se dirigeant vers le nord, on rencontre un sentier descendant de la lande vers la D.29. De grands affleurements (anciennes carrières probables ?), d'une roche siliceuse de couleur grisâtre à parme, s'observent dans la descente jusqu'à la ferme avant Topet. Cette nouvelle formation présente un découpage en dalles parfois prismées.

En plaques minces (HD.933 et 934), on y détermine, *soit une argile de couleur rougeâtre à lie-de-vin, à fond siliceux, avec un peu de pyrite et oxyde de fer, soit un grès* (70 *à* 80 % *de petits quartz* [50 μ] *isométriques, anguleux et plus ou moins corrodés*), *un peu micacé* (*muscovite*) *et pyriteux. On peut s'interroger sur l'appartenance possible de cette série à du Permo-Trias ?*

On retrouve le Keuper à la hauteur de la ferme avant Topet et jusqu'à 50 mètres de cette dernière maison. Ce sont, à nouveau, des argiles versicolores, rouges, lie-de-vin, pistaches, beiges à jaune-ocre, avec un peu de roche verte très altérée, en blocs épars sur le talus et de rares affleurements de tactite ?

A proximité de Topet, les bancs du Flysch traversent le chemin. Ce sont des marnes schisteuses noires à traces de Fucoïdes, alternant avec un grès ocre, ferrugineux, en lits de 10 à 20 cm.

Le Trias se reconnaît, aussi, aux alentours de la maison Etchebarne - Cécéneguiet. Il apparaît au contact des marnes noires indurées de l'Albien, à 30 mètres de la ferme, dans le chemin creux qui monte du ruisseau de la Madeleine, au nord-ouest.

Ce Keuper, sur lequel est bâtie la maison, est représenté par des argiles gypsifères, verdâtres à blanchâtres, rarement rougeâtres. On les voit, une nouvelle fois, en empruntant le chemin qui descend vers l'est.

Juste avant le croisement de ce sentier avec celui qui va à la ferme Coyes, on remarque un affleurement d'une roche éruptive, dure, d'une couleur vert clair à légèrement bleutée. R. Elloy la détermine comme une *lherzolite très altérée*, envahie par des produits serpentineux : antigorite, chrysotile, chlorite en filonnets et houppes et des spinelles brun-rougeâtre, en gros cristaux abondants.

Cette détermination rejoint celle effectuée par P. Lamare *et citée par* G. Viers (1956, p. 191) pour une roche prélevée dans un massif qui couvrirait 600 mètres d'est en ouest, au voisinage d'Ondarçuhu (voir *fig.* 51).

Ce massif forme une forte colline dont la faible dureté des bordures a facilité le dégagement. Les blocs, entassés le long des chemins, sont volumineux et n'affectent pas la forme en boules de l'ophite décomposée.

Comme l'écrit encore G. Viers (1956) : « ... De l'autre côté du ruisseau de la Madeleine, à Sorholus, à Larrory et jusqu'à Malobre, le Keuper affleure dans un sillon de plus en plus étroit. Entre Sorholus et Etchegoren, les roches pourries du socle qui l'accompagnent, sont entaillées par de profonds chemins où on peut les observer. »

Au nord de la route qui se dirige vers l'ouest et dessert les diverses fermes citées ci-dessus, on retrouve en effet de fréquents affleurements d'argiles bariolées triasiques, d'ophite pourrie et dans les sentes encaissées qui montent vers les collines, des roches altérées, fissurées dans tous les sens, de couleur noire, rouge ou ocre, difficiles à définir, et que l'on peut, probablement, rapporter à du Paléozoïque.

Le dernier petit affleurement d'argile rougeâtre à violacée du Keuper s'observe directement au nord-ouest de l'ancienne ferme Malobre. C'est l'extrémité septentrionale de « l'accident du Joos » dont je suivrai plus loin la trace vers le nord-ouest (p. 179).

Albien.

J'ai signalé ci-dessus la présence de l'Albien à l'extrémité sud de la structure anticlinale, ainsi que dans sa partie nord.

Au sud, en effet, les schistes albiens se développent. La route goudronnée qui, de Manaut, se dirige vers Lanne, permet de recouper la limite Albien-Flysch, un kilomètre environ au sud de cette maison, dans un tournant. Un chemin qui, de là, monte vers le sud-ouest, aboutit dans une lande où l'on découvre de nombreux bancs de marne schisteuse noire.

Les plaques minces montrent (HD.960 à 962) une marne ou une argile indurée, ferrugineuse et très peu gréseuse (3 à 5 % de quartz anguleux, anisométriques), à rares paillettes micacées (muscovite), pyrite, oxyde de fer et débris ligniteux. Elle contient de rares débris de Foraminifères silicifiés (arénacés probables ?) et de fins spicules uniaxes de Spongiaires. *Il s'agit, sans doute, d'Albien supérieur.*

Vers le nord-ouest, les bancs de marne noire en plaquettes succèdent parfois à des passées un peu plus calcaires ou noduleuses, jusqu'au contact avec le Trias.

On retrouve, ensuite, l'Albien argileux à l'est de Topet, dans le chemin au sud de la ferme Saru (cote 228). Après avoir traversé le Joos où l'on peut découvrir les premières plaquettes de marne albienne, on rencontre des affleurements de marne noire schisteuse, 100 mètres au sud-est de Marvaillal, dans le talus du chemin. De l'autre côté, s'étend un champ où, dans un bosquet près du sentier, fut creusé un puits profond de 6 mètres d'où une eau très ferrugineuse a jailli (communication orale du propriétaire).

Ces noires, parfois ligniteuses et légèrement micacées, se suivent jusqu'à la ferme et encore 100 mètres plus au nord. C'est (HD.936 à 938), le plus souvent, un marno-calcaire cryptocristallin, un peu gréseux (7 à 10 % de petits quartz anguleux) et pyriteux, avec de rares paillettes de muscovite. On y trouve aussi des galets (sorte de septarias ?) à patine brunâtre de calcaires gréseux (25 à 30 % de quartz) bleu grisâtre, légèrement micacés et ferrugineux (pyrite-oxyde de fer).

Cette ride albienne, qui rejoint l'accident diapirique du Joos, se poursuit depuis la ferme Chabalgoïty à l'ouest (voir p. 168). Elle est également percée de quelques pointements triasiques, tel celui qui s'observe dans le chemin montant au Cambeillon.

Plus au nord, une étroite bande de marne noire apparaît d'une façon discontinue sur les deux flancs de la structure.

Au nord-ouest de Cécéneguiet, un sentier descend vers le ruisseau de la Madeleine et retrouve la route à la hauteur de la maison Pourtau. Il montre, après le Trias, des affleurements de marno-calcaire schisteux, presque jusqu'au ruisseau. Il s'agit d'un calcaire cryptocristallin, argileux, gréseux (30 à 40 % de quartz anguleux plus ou moins corrodés et anisométriques), avec de rares paillettes de muscovite, de la pyrite en amas et des débris ligniteux. La roche contient de très rares restes, le plus souvent indéterminables et silicifiés, de Foraminifères arénacés, Miliolidés, et des débris de Mollusques ?

A l'est de Cécéneguiet, on découvre un petit pointement de calcaire argileux (H.D. 948), ferrugineux, micacé, contenant 15 à 20 % de quartz anguleux, avec de rares spicules de Spongiaires. *Il coïncide avec une source dont l'eau est très ferrugineuse et laisse un abondant dépôt de rouille.*

Au nord du ruisseau de la Madeleine, on retrouve un très gros gisement de marne noire feuilletée, avec quelques niveaux gréseux, sur le bord de la route qui va à Larrory. La première ferme, après la bifurcation marquée par une petite place plantée de platanes, est bâtie sur cette formation. On suit cet affleurement dans le chemin qui, à l'ouest de cette ferme, monte vers la lande. Cent mètres plus au nord, on rejoint le Flysch Cénomanien. *Au contact, la marne noire schisteuse albienne montre des « septarias » volumineux, grosses boules ovales dont certaines font 50 cm de plus grand diamètre sur 25 à 30 cm.* Elles sont constituées d'un calcaire microcristallin (HD. 952), ferrugineux, légèrement dolomitique et recristallisé, avec des restes de Foraminifères arénacés, Globigérines, Radiolaires, spicules uniaxes de Spongiaires et Echinodermes (Pl. XXV, 4).

On constate encore la présence, à cet endroit, d'une source d'eau ferrugineuse qui alimente la ferme.

Au sud-ouest de Malobre, au fond d'un vallon où un ruisselet coupe le sentier, on observe de nouveau des calcaires argileux, schisteux, noirs, en plaquettes, avec de gros bancs et des septarias de calcaire dur, détritique, à grain fin, de couleur gris à noir. Le calcaire argileux (HD.956) est fissuré, légèrement gréseux (10 à 15 % de quartz anguleux), avec des débris probables de Globigérines, Radiolaires et spicules de Spongiaires.

Cénomanien.

Venant se mouler sur l'accident, soit au-dessus de l'Albien, soit en contact direct avec le Trias, il constitue l'essentiel du substratum de cette région du Joos.

Je n'ai retrouvé du *Wildflysch* qu'en un seul point de cette structure, à l'E.-S.-E. de Malobre, dans un chemin qui se dirige vers la lande. C'est un banc de brèche polygénique à gros éléments, jusqu'à 5 à 7 cm, noyés dans un ciment de couleur rouille. L'examen microscopique montre (HD.955) une brèche gréseuse, contenant de 40 à 50 % de quartz anisométriques de 0,5 à 1 mm dans un ciment argilo-ferrugineux et micacé. Les éléments de 0,5 à 1 cm sont variés : schistes, calcaire cryptocristallin à traces de spicules, grès quartziteux, *débris de lydiennes*, grosses plages de quartz.

La route (D.29) de Barcus à Montory, parallèle au Joos, recoupe un certain nombre d'affleurements du Flysch et donne une idée assez précise de la série.

C'est le long de cette route, au N.-E. du pic d'Eretçu, sous la ferme Erbinart (coordonnées approximatives : $x = 344{,}700$ et $y = 97{,}500$, carte au 1/50 000 Tardets-Sorholus), que R. Paris (thèse 3e cycle, Toulouse, 1964) a découvert les restes écrasés d'une Ammonite, dans un lit de calcaire argileux.

Malgré l'état précaire de l'échantillon, le général M. Collignon a bien voulu me proposer une détermination.

Il écrit : « La présence de constrictions un peu sinueuses et les traces d'ornementation (costulation très fine) visibles sur la dernière constriction, font naturellement penser à *Puzosia*. Malheureusement, l'état écrasé de cette Ammonite, la non-visibilité de la région externe et de l'allure des constrictions sur celle-ci, ainsi que l'absence de cloisons visibles, rendent toute détermination spécifique impossible. Toutefois, je pense qu'il pourrait s'agir de *Puzosia subplanulata* Schl. (Schluter : « Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide », *Palaeontogr.*, vol. XXI, 1871, p. 4, pl. II, *fig.* 5-7). »

M. Collignon dénommerait ainsi cet échantillon : *Puzosia sp. indet. aff. subplanulata* Schl., Cénomanien sensu lato (probablement plutôt inférieur, en raison des rapports de cette espèce avec d'autres espèces albiennes).

Remarquons que c'est la même espèce de *Puzosia* que B. Ziegler (1961) signale dans le Flysch cénomanien de la Breggia.

Entre les fermes Hiegobure et Altabe, au sud de la structure, sur le bord gauche de la D.29, en allant sur Barcus (voir *fig.* 51), une petite carrière naturelle présente des bancs gréseux de 30 à 50 cm d'épaisseur, alternant avec des lits de calcaire argileux, gréseux, noir, feuilleté, à cassure conchoïdale. D'autres petits bancs gréseux, plus détritiques et grossiers, ne font que 2 à 10 cm. Les lames minces (HD.902 à 904) montrent un grès microbréchique, contenant 80 à 85 % de quartz fins, mais anisométriques et mal classés, dans un ciment pélitique, ferrugineux, avec des grains lithiques : débris schisteux, pyriteux et rarement micacés. Le grès est beaucoup plus grossier et microbréchique dans les bancs minces; les quartz anisométriques (de très fins à 2 mm) et parfois corrodés ne constituent plus alors que 50 à 60 % de

l'ensemble. Les éléments remaniés sont, par contre, plus fréquents et représentés par des restes de schistes, de grès quartziteux, pyrite, calcite, mica, calcaire gréseux à quartz néoformés, dans un ciment calcaréo-ferrugineux. Ces faciès ressemblent beaucoup à ceux rencontrés dans le Cénomanien de la coupe de Nay à Arthez-d'Asson.

Le calcaire argilo-gréseux renferme des lits de grès (Pl. XXV, 3) (50 à 60 % de quartz anisométriques) dans un fond calcaréo-argileux, pyriteux et micacé. On y observe rarement des restes de Foraminifères silicifiés (arénacés ?) et quelques fins spicules de Spongiaires.

En suivant la D.29, on retrouve un gros affleurement le long de la colline qu'entaille la route à la hauteur de Hondaçuhucachau. Alternant avec des petits bancs gréseux de couleur ocre à grain fin de 10 cm environ, on remarque des lits de 40 à 50 cm de schistes argileux feuilletés, à altération superficielle rougeâtre. Ce schiste argileux (HD.905) est légèrement gréseux (3 à 5 %) et micacé, avec un peu de pyrite.

A ce propos, j'ai plusieurs fois constaté ce qui m'a semblé *une sorte de similitude de faciès du Flysch avec le Trias, à proximité de celui-ci. S'agit-il d'une simple altération des schistes et grès cénomaniens ou bien d'un remaniement d'éléments triasiques lors de la sédimentation du Flysch, je ne saurais trancher cette question.* Quoi qu'il en soit, le phénomène peut s'observer de part et d'autre de la structure du Joos.

Par exemple, au nord-ouest de Topet, un sentier partant de la D.29 vers la lande recoupe quelques petits affleurements de roches litées, argiles et grès altérés probablement, beiges à jaunâtres, avec des passées rougeâtres, lie-de-vin et même verdâtres.

De même, dans un des tournants du chemin qui monte au nord-ouest depuis l'école. Intercalés entre des bancs gréseux microbréchiques ou schisteux, on rencontre des lits d'argiles grises à bleutées, verdâtres ou rougeâtres par endroits. Ces argiles sont parfois un peu indurées, brillantes et à cassure conchoïde. Un lavage (HD.916) a livré une microfaune de Foraminifères arénacés, prouvant qu'il ne pouvait s'agir de Trias, si un doute subsistait encore.

Ammodiscus incertus d'ORBIGNY (tr),
Glomospira charoides (PARKER et JONES) (tr),
Glomospira gordialis (PARKER et JONES) (tr),
Haplophragmoides *cf.* excavata CUSHMAN et WATERS (tr),
Cribrostomoïdes cretacea CUSHMAN et GOUDKOFF (tr),
Trochammina sp. (r),
Bathysiphon sp. (r),
Ammobaculites sp. (tr.).

Le long de la route D.29, on découvre encore de nouveaux bancs rubanés de grès microbréchique à ciment pélitique et grains lithiques. La roche contient de rares débris de Foraminifères (Verneuilinidés ?) ou d'Echinodermes et de Mollusques. Ce grès alterne, le plus souvent, avec un calcaire argileux, cryptocristallin, gréseux (10 à 15 % de quartz anisométriques) et micacé. On voit ce calcaire en gros bancs, le long d'une forêt, en face la ferme Phordoy.

Enfin, 150 à 200 mètres avant que la route (D.29) ne traverse le petit ruisseau de la Madeleine, qui va se jeter dans le Joos, une grosse série de Flysch retiendra mon attention. Elle se termine au nord par un mur de soutènement et montre un beau plissement anticlinal. Des bancs de calcaire gréseux, de 5 à 50 cm, rubané, dur, noir ou bleuté, cristallin, avec des filons de calcite, alternent avec des lits de 30 à 50 cm de marne à calcaire argileux, feuilleté, gris-noirâtre (voir *fig.* 52).

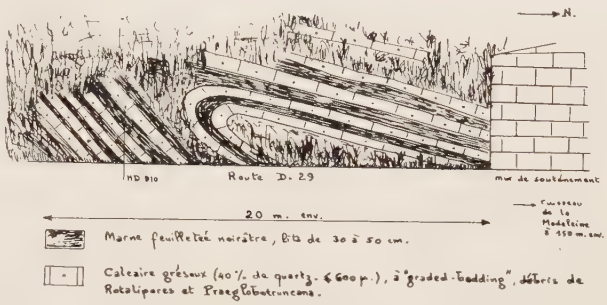


FIG. 52. — *Plissement anticlinal dans le Flysch cénomanien, 1,5 km au sud de Barcus.*

Le calcaire gréseux (HD.910, 40 à 50 % de quartz anisométriques plus ou moins corrodés, grain maxim. 600 μ) présente un « graded bedding » très visible, avec de nombreux filonnets de calcite perpendiculaires au litage. Le fond calcaire contient, avec quelques paillettes de muscovite, quelques débris de Foraminifères. Il m'a semblé reconnaître : *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, *Rotalipora apenninica* (RENZ) *Rotalipora cushmani* MORROW ? avec des Lagenidés (Lenticulines ?) et des Radiolaires. Il s'agit donc probablement de Cénomanien supérieur. La proximité de Barcus, où passe la barre calcaire turonnienne, rend cette possibilité très normale.

VI. — L'AXE DE LA STRUCTURE ANTICLINALE ENTRE MALOBRE ET LA COMBE DE CHERAUTE.

Comme l'avait déjà remarqué G. VIERS (1956, p. 193) : « Dans l'ensemble, les pendages dans le Flysch, maintenant seul visible, se contrarient de part et d'autre de la route (D.24, Barcus à Mauléon) en descendant vers Hoqui. Les terrains antécénomaniens ne rentrent en scène qu'à l'ouest d'Ordoquy, et encore, seule la topographie permet-elle de soupçonner ici

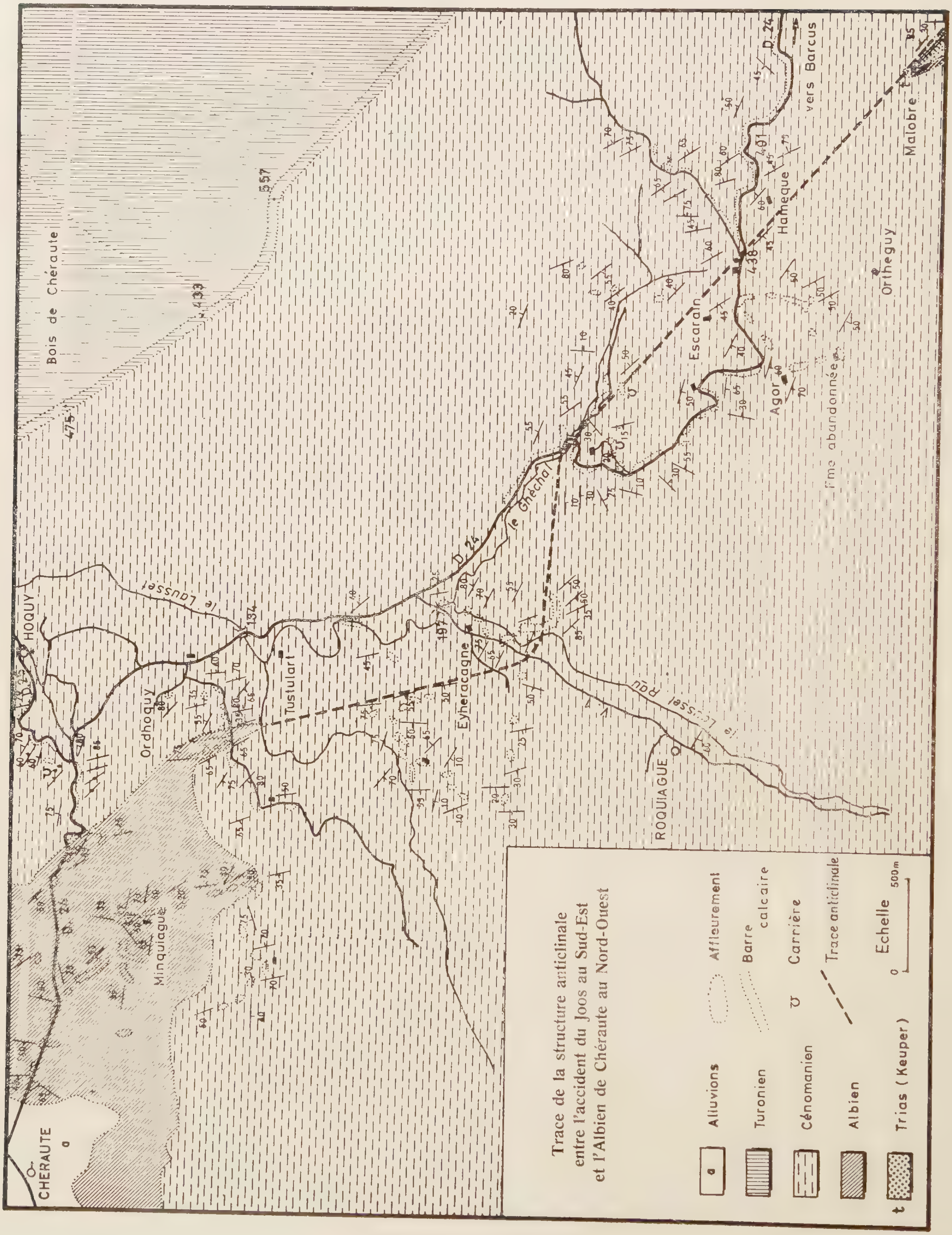

Trace de la structure anticlinale
entre l'accident du Joos au Sud-Est
et l'Albien de Chéraute au Nord-Ouest
Alluvions
Turonien
Cénomanien
Albien
Trias (Keuper)
Affleurement
Barre calcaire
Carrière
Trace anticlinale
Echelle
0
500m
Bois de Chéraute
CHÉRAUTE
HOQUY
Ordhoquy
Tustulart
Minquiague
Eyheracagne
ROQUIAGUE
le Laussel
le Laussel Rau
le Ghéchal
D 24
Escarain
Agor
Ferme abandonnée
Hameque
Ortheguy
Malobre
vers Barcus
433
475
557
134
197
438
401

Fig. 53.

la terminaison de ce que nous appellerons la combe de Chéraute. Celle-ci est largement ouverte dans les schistes albiens, elle est bordée au nord par le Flysch inférieur calcaire (Cénomanien à Orbitolines) quasi vertical, et au sud, par un Flysch où dominent d'abord des couches schisto-gréseuses à pendage sud ou sud-ouest modéré. »

On constate également que, d'une façon générale, le flanc sud de l'anticlinal est à pendage constant vers le sud. Au contraire, le flanc nord montre de nombreux plissements et plissottements où la direction nord domine (voir *fig.* 53).

Cette remarque peut se vérifier en empruntant la route (D.24) de Barcus vers Mauléon. Dans la montée à la cote 438 (4 km à l'ouest de Barcus et 10 km de Mauléon), le talus permet d'observer un affleurement continu des couches cénomaniennes depuis 2,5 km de Barcus jusqu'au col. On y voit de très nombreux et typiques plissottements qui ressortent malgré la végétation, et démontrent la souplesse de ces matériaux au demeurant durs et apparemment peu malléables (voir *fig.* 54).

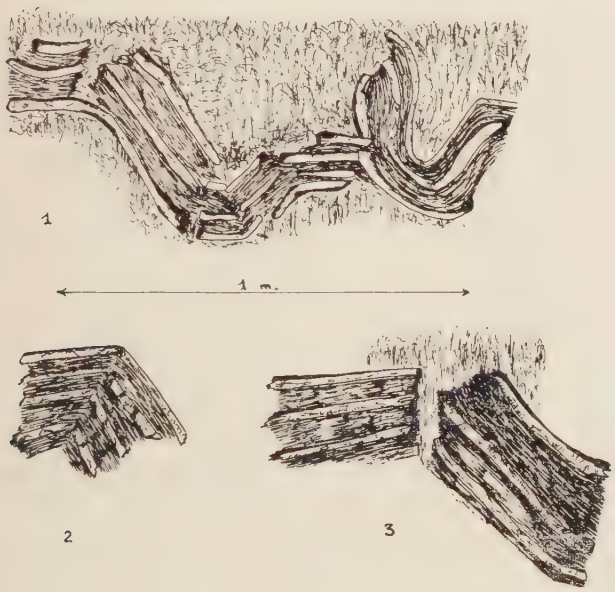


Fig. 54. — *Quelques exemples de microplis dans le Flysch cénomanien à alternance de petits bancs de calcaire gréseux dur et lits de marne grise feuilletée. Bord de la route* (D. 24), *à 4 km N.W. de Barcus.*

De part et d'autre du col (*cote* 438), *les pendages* (voir *fig.* 53) *changent et je considère tenir là, le passage de l'axe anticlinal qui se poursuit depuis la ferme Malobre.*

En effet, si l'on emprunte le chemin partant vers le N.-E. depuis la D.24, à l'endroit où se dresse une petite statue de la Vierge, mis à part les plissottements, les pendages sont en majorité orientés vers le nord. Ce sentier longe le vallon d'Escarain sur sa gauche, tandis qu'il se tient à flanc de colline sur sa droite, parmi une végétation où dominent les cerisiers, noisetiers, chênes et fougères. On observe des alternances régulières de calcaire argileux en plaquettes, gris ou noir, feuilleté, généralement tendre, en gros bancs de 50 ou 60 cm, avec des lits de grès plus ou moins sableux, ocre à jaune, à un stade d'altération qui laisse parfois subsister des rognons de grès bleuté, dur et à grain fin, au milieu du banc.

Ce calcaire argileux (HD.978-979) ferrugineux ne contient que de fins spicules de Spongiaires, des Radiolaires et de rares Pithonella. On remarque également des débris ligniteux, quelques paillettes micacées (muscovite), de très rares petits quartz anguleux (3 à 5 %), avec un peu de pyrite et oxyde de fer.

Au sud de la route, entre les fermes Agor et Ortheguy, le Flysch cénomanien affleure assez abondamment dans les petites sentes qui parcourent les collines aux pentes raides. On peut s'engager par exemple dans un chemin qui s'ouvre au-dessous de la cote 438, au sud-ouest, à peu près en face la ferme Escarain. On découvre de petits lits calcaires de 2 à 3 cm, un peu gréseux, fissurés, avec des bancs de 40 à 70 cm de marne schisteuse noire en plaquettes. Au sud, dans la descente vers Ortheguy, ce sont des alternances régulières, de 20 à 30 cm, comme des touches de piano, de grès décomposé, ocre à jaunâtre, et d'argile indurée, schisteuse, noire ou grisâtre.

Le calcaire (HD.975) est microcristallin, grumeleux, avec 3 à 5 % et jusqu'à 7 % de quartz anisométriques (50 à 400 μ). Il renferme de rares spicules uniaxes de Spongiaires, de gros Radiolaires recristallisés, des débris d'Ostracodes, avec des restes de Foraminifères (Verneuilinidés, Textulariidés, Cibicides, Pithonella). Les fissures stylolithiques sont remplies d'oxyde de fer. On y voit aussi quelques débris ligniteux, un peu de pyrite et des filonnets de calcite.

La marne argileuse (HD. 977), ferrugineuse, ne renferme que quelques Radiolaires avec de rares Textulaires et Lagena.

Quant à l'argile noire (HD. 976), elle est légèrement micacée (muscovite) et gréseuse (3 à 5 % de petits quartz anguleux) avec par endroits des plages et fissures siliceuses. On y devine de petits débris indéterminables de Foraminifères, peut-être des Globigérines ?

L'axe de la structure anticlinale, orienté vers le nord-ouest, direction armoricaine, s'infléchit vers l'ouest à partir du pont de la D.24 qui enjambe le Ghéchal. Il devient est-ouest jusqu'au Lausset, direction pyrénéenne, pour repartir brusquement nord-nord-ouest.

De part et d'autre du pont sur le Ghéchal, la route (*D.24*) *permet une bonne observation des couches cénomaniennes des deux flancs.* La réfection de la route a rajeuni les affleurements qui sont à peu près continus. On s'aperçoit, alors, que la série est essentiellement carbonatée. Ce sont :

— Des bancs de calcaire dur, lité, gris-bleuté ou rouille superficiellement, à grain fin; ils font 80 cm à 1 mètre d'épaisseur.

— Des lits feuilletés de marne à calcaire argileux gris-bleuté à noirâtre, de 40 à 50 cm.

— De petits bancs de 10 à 15 cm de grès ocre, à grain fin, plus ou moins sableux, se débitant en cubes. C'est parfois un « siltstone » qui s'exfolie en minces feuillets millimétriques, gris à beige grisâtre, très peu micacé.

Le grès (HD.982) se présente avec un ciment calcaréo-ferrugineux ou argileux. On y trouve 50 à 60 % de quartz anisométriques, avec quelques filonnets de calcite. Il renferme quelques Pithonella, des restes de *Rotalipores ?* Cibicides, Milioles.

Le même ensemble lithologique s'observe tout le long de la ride anticlinale. On relève aussi une bonne coupe sur la rive droite du Lausset, dans le talus d'un sentier récemment ouvert et qui s'élève à flanc de colline, au sud de la ferme Eyheracagne.

Fig. 55. — *Plissement dans le Flysch calcaire cénomanien. Bord du chemin qui s'ouvre sur la route D. 24, à droite du pont sur le Ghéchal, en allant vers Mauléon.*

Le calcaire dur (HD. 985-986) montre un fond microcristallin, grumeleux, avec 2 à 3 % de quartz anguleux moyens et un peu de pyrite. Il contient de petits Foraminifères, Verneuilinidés, Polymorphinidés, Rotaliidés, des Pithonella, Milioles, Glomospirella, *Rotalipores ?* avec des restes de Radiolaires recristallisés, Ostracodes, Mollusques et débris d'Algues (Mélobésiées), ainsi que de fins ou gros spicules uniaxes de Spongiaires.

Les affleurements ne sont pas rares non plus au nord-ouest de cette ferme, parmi les mamelons couverts de fougères, dans les chemins creux qui les parcourent ou dans le lit de quelques ruisselets qui en sourdent. Le Lausset, lui-même, au pont de la V.I. (route de Roquiague) qui le traverse, et autour d'Eyheracagne, de même qu'au sud de Tustulart, montre quelques gros bancs de calcaire, qui forment de petites chutes d'eau.

C'est ainsi que l'on arrive au sud-ouest d'Ordhoquy où l'on retrouve les marnes albiennes dans l'alignement de la trace anticlinale.

Quand on se dirige vers le nord-ouest, à 2 kilomètres d'Hoquy et 300 à 400 mètres après avoir traversé le Lausset (cote 184), la route (D.24) croise un chemin sur sa gauche, presque en face une grande ferme. Ce sentier longe les collines pendant 500 mètres et arrive devant l'entrée d'une ferme où *s'observe le contact Albien-Flysch. Sans aucune discordance apparente, le Cénomanien marno-gréseux, assez altéré cependant, laisse la place à des marnes noires, argileuses, ligniteuses, avec de petits septarias beiges à brun foncé encastrés.* Immédiatement à l'ouest de la ferme, on peut suivre un affleurement continu de ces marnes noires albiennes, feuilletées, avec des bancs plus ou moins carbonatés bleu grisâtre, durs et épais. Les nodules arrondis sont plus gros, à grain fin et légèrement gréseux (voir *fig.* 56).

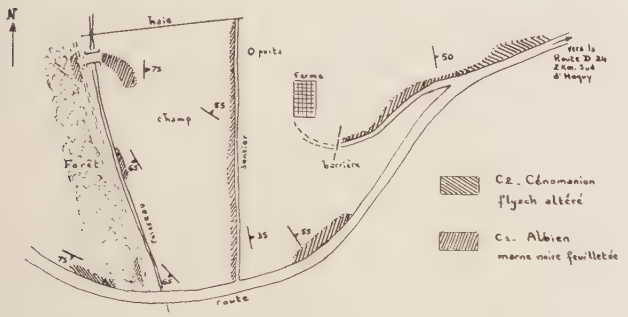


FIG. 56. — *Schéma de position des affleurements du contact albien-cénomanien, à 2 km au sud d'Hoquy.*

En plaques minces, la marne argileuse noire, ferrugineuse et ligniteuse, est azoïque ou avec de petits débris cristallisés indéterminables. Le calcaire à fond microcristallin ou cristallin est un peu gréseux (3 à 5 % de quartz anguleux) et dolomitique, avec de la pyrite et de rares filonnets de calcite.

Vers l'ouest, une petite sente, longeant un ruisselet, présente également quelques gisements de marne noire jusqu'à l'entrée du champ de la ferme.

En reprenant le chemin, on retrouve rapidement à l'ouest de nouveaux affleurements de Flysch, souvent transformés en une terre ocre jaune, décalcifiée et sableuse.

J'ai relevé un certain nombre de pointements de marne noire albienne dans la combe de Chéraute. Son bord sud donne un contour assez sinueux au contact avec le Flysch cénomanien. On peut même noter une seconde avancée de l'Albien, au sud de Minquiague.

Dans le sentier qui monte à cette ferme, on observe un long affleurement de marne noire schisteuse. Puis, en continuant l'ascension, apparaissent des *argiles versicolores, rouges et vertes, qui sont peut-être triasiques ?* Juste avant l'entrée de Minquiague, *dans les marnes albiennes retrouvées, on voit d'énormes septarias ferrugineux. Ils mesurent parfois 60 cm de grand diamètre sur 40 cm et s'exfolient curieusement en feuillets de 1 à 2 cm d'épaisseur, sorte de croûte ferrugineuse ocre à brunâtre.*

Après une interruption, on reconnaît de nouveaux septarias ferrugineux, 500 mètres environ au sud de Minquiague, dans un sentier qui se dirige vers la lande où se trouve le contact avec le Flysch. Celui-ci est, à cet endroit, assez gréseux et se débite en cubes siliceux, alternant avec des marnes schisteuses feuilletées.

La limite nord-est de la combe de Chéraute passe dans la montée de la route (D.24) vers Hoquy, à la hauteur du mémorial qui s'élève dans un des grands tournants de la côte.

Au nord de Chéraute et sur la rive droite du Saison, R. COUSTAU (géologue à la Société nationale des Pétroles d'Aquitaine) a découvert un nouvel affleurement de Trias. Celui-ci se remarque encore au château de Donismendy, et G. VIERS (1954) signale une lame de Keuper, à Viodos, 200 mètres à l'est du moulin Récalt. On connaît également le petit sondage de Viodos 1 (x = 338,050 et y = 110,930), 750 mètres à l'ouest du château de Donismendy, exécuté pour le commandant BURET, en 1925.

La succession rencontrée par ce forage se présente ainsi :

— Jusqu'à 17 m : Alluvions quaternaires.
— 17 à 297,50 m : Calcaire du Cénomanien.
— 297,50-430 m : « Marnes de Saint-Palais » - Albien.
— 430-482,50 m : Calcaire pyriteux et sable fin grisâtre, attribués au Crétacé inférieur ?
— 482,50-507 m : Calcaire du Jurassique ?
— 507-511 m : Calcaire dolomitique blanchâtre du Lias à Infra-Lias ?
— 511-551 m (fond) : Argile bariolée avec trace de gypse du Trias.

On semble retrouver dans le gave de Mauléon, au nord de la maison Cibiry, l'extrémité orientale de cette ride est-ouest qui s'élargit, ensuite, vers l'ouest.

R. COUSTAU décrit ainsi la coupe de ces terrains, du nord au sud :

— Dolomie blanche à aiguilles vertes d'amphiboles ..... 60 m
— Faciès métamorphique ..... 20 m
— Brèche triasique verdâtre et lacune de visibilité ..... 50 m
— Dolomie blanche ..... 10 m
— Argile noire à miches diverses (orientée N.-S.) ..... 40 m
— Calcaire à silex (orienté N.-S.).

Je n'ai pas observé d'affleurement visible de roche verte (ophite ?), toutefois le métamorphisme en

signale certainement la proximité. La roche métamorphique est très carbonatée et montre des cristaux fibreux de wollastonite. J'ai également observé de l'anhydrite, plus ou moins pulvérulente. Quant à la dolomie blanche, il s'agit peut-être du même niveau trouvé de 507 à 511 mètres au sondage de Viodos 1, et daté comme liasique ?

L'orientation de cette ride triasique et la courbe accentuée qu'adoptent les couches du Flysch dans le Saison, me feraient placer une faille nord-sud, légèrement inclinée vers l'est, dans la vallée du gave, depuis le barrage hydro-électrique de Viodos jusqu'au sud d'Abense-de-Bas. Cette faille décalerait, vers le nord, la continuation de la combe de Chéraute et l'axe de la structure anticlinale que j'ai suivi depuis Malobre. Elle expliquerait, par conséquent, la présence de ce Trias, à l'ouest de Berrogain, et la direction de celui-ci, *tout à fait indépendante de celle de la couverture flysch.*

A l'est du Trias, dans le talus de l'ancienne terrasse, j'ai reconnu le calcaire cristallin, finement graveleux et zoogène, déjà remarqué à Hoquy (voir p. 157). Il constitue un relief allongé vers le nord, qui a donné lieu, là aussi, à l'ouverture de carrières maintenant abandonnées. Les anciens fronts de taille permettent de constater l'existence d'une circulation karstique dans ces calcaires du Cénomanien inférieur.

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

INTRODUCTION

Je vais tenter d'esquisser les grandes lignes de la tectonique et de l'histoire géologique du pays dont je viens d'étudier la stratigraphie du Crétacé supérieur. Il est évident que la part d'interprétation personnelle sera beaucoup plus importante que pour le travail d'analyses précédent.

Le sillon Flysch atteint une trentaine de kilomètres de large entre Arudy par exemple et la limite supposée au nord de Pau.

Ce bassin pourrait, tectoniquement, se définir par deux termes qui peuvent paraître incompatibles : *symétrie* et *dysharmonie.*

Symétrie apparente des deux bords du sillon par rapport à la ride frontale. Ces trois lignes sont presque parallèles dans un examen d'ensemble de la région étudiée. Palassou (1815), promoteur de la géologie pyrénéenne, fut le premier à définir dans la chaîne des bandes qui vont dans le même sens que sa direction générale. Il faut, cependant, signaler que, si la direction est-ouest prédomine, on retrouve aussi la direction armoricaine ou varisque, en discret rappel.

Dysharmonie qui donne lieu à une succession de plis anticlinaux aigus et de synclinaux larges, sur un substratum rigide. Les structures sont fréquemment déversées vers le nord et ne se retrouvent pas forcément au Crétacé inférieur.

Au début du Crétacé supérieur, deux plates-formes épicontinentales à sédimentation carbonatée s'allongent de part et d'autre d'une fosse constituée de petits bassins et accidentée de diverses rides ou de hauts-fonds. Au cours des temps, le sillon semble se déplacer peu à peu vers le nord.

Depuis plus d'un siècle, les idées se sont accumulées pour fournir une explication à la formation des chaînes de montagnes et, en particulier, celles des Pyrénées. Je reviendrai peu sur les diverses hypothèses, aujourd'hui périmées. Les observations, de plus en plus précises, surtout de la stratigraphie, ont été pour beaucoup dans l'abandon de certaines vues et la construction d'une théorie tenant compte des toutes dernières acquisitions.

La vieille théorie neptunienne expliquait par l'action des eaux l'origine et le relief des montagnes. Puis, la théorie des soulèvements attribua un rôle prépondérant aux phénomènes éruptifs. Elle fut détrônée par la théorie des affaissements continentaux, dont Magnan (1874) fut un ardent défenseur. Il faisait jouer aux failles un rôle capital dans la formation des montagnes. La théorie des plissements, émise par E. Suess, concevait des plissements latéraux issus des contractions du globe au cours de son refroidissement. Elle fut appliquée par J. Roussel (1893-1900). Je noterai que ce dernier auteur voyait la structure des Pyrénées caractérisée par une série de rides presque rectilignes, se poursuivant d'une extrémité à l'autre de la chaîne. L. Carez (1903-1909) reconnut l'importance indéniable des plissements anté-cénomaniens, mais fut un adversaire résolu de la théorie des nappes de charriage, qui connut malgré tout le succès et avait trouvé en L. Bertrand (1906 à 1924) un partisan convaincu. Celui-ci voulut découvrir, sur le bord septentrional des Pyrénées, un régime de nappes empilées, venues du sud et poussées vers le nord. Il fut suivi en cette voie par P. Viennot (1927) qui toutefois émit l'idée que l'on pourrait rapporter certaines dispositions à des accidents enracinés, qu'il appela extrusions (1928).

En 1922, E. Argand suggéra qu'en dehors des domaines géosynclinaux, il y avait dans la masse des « aires continentales », des chaînes de montagnes qui relevaient de processus différents, soit de déformation au niveau du socle (plis de fond), soit de décollement de la couverture sédimentaire au-dessus du socle, d'où résultent des plis de couverture. Cette manière de voir fut adoptée par Ch. Jacob (1930) et par ses élèves, R. Buxtorf (1930) et M. Castéras (1933).

Ch. Jacob écrit, en 1930 (p. 404) : « La caractéristique des Pyrénées..., c'est exclusivement une chaîne de fond où tout est commandé par les mouvements du socle, la couverture sédimentaire post-stéphanienne épousant ces mouvements ou subissant leur influence. »

M. Castéras (1933), définissant le style tectonique nord-pyrénéen, arrive également à la conclusion que les Pyrénées constituent une chaîne de fond. Je citerai ainsi (p. 510) : « Le revêtement sédimentaire, primitivement collé au socle, s'est plié à tous ses mouvements... Dans certains cas, cependant, le revêtement peut se décoller de son substratum et, évoluant indépendamment du socle, être affecté de mouvements propres. Il s'y dessine des plis que nous désignerons, avec E. Argand, sous le terme de *plis de couverture,* en les distinguant de ceux qui

tirent seulement leur origine des interactions avec le socle et que l'on pourrait appeler des *plis de revêtement*. Telle est la conception théorique de la chaîne de fond. »

Bien d'autres théories sur la formation des chaînes de montagnes ont vu le jour. Je pourrais encore citer la théorie de D. GRIGGS (« A theory of mountain building », *Amer Journ. of Sc.*, sept. 1939), qui propose une harmonieuse combinaison des courants de convection — auteurs du plissement — et de l'isostasie — créatrice du relief.

La théorie de R. PERRIN (« Le métamorphisme générateur de plissements », *Annales des mines*, sept. 1934), qui met en cause les réactions entre corps solides. La généralisation des réactions de ce genre peut être la source d'une énorme énergie, susceptible de provoquer la formation de plis complexes, voire même désordonnés et orientés en tous sens, par le simple jeu d'un véritable foisonnement d'une ampleur inaccoutumée.

Enfin, M. ROUBAULT (1949) fait le point de cette question si controversée. Il pense que la formation des chaînes de montagnes apparaît possible en trois stades qu'il définit de la façon suivante :

1° Création, dans l'écorce terrestre ou à son contact immédiat, de zones de tension ou de compression résultant, soit de la lente traction des blocs continentaux vers l'Equateur, soit des courants de convection ou de tout autre facteur provoquant de lents déplacements de matière au sein du globe terrestre.

2° Amorçage, dans ces zones privilégiées de l'écorce, de réactions chimiques du type « réaction en milieu solide », puis formation de plissements intenses et même d'un bourrelet profond, avec refoulement de matières, comme conséquence des augmentations de volume inhérentes à ces réactions.

3° Lente action de l'isostasie qui rétablirait l'équilibre compromis, en soulevant la masse de terrains de densité moindre, un moment reflués vers les profondeurs du globe.

M. CASTÉRAS se pose la question de l'existence, sur le versant français des Pyrénées, de véritables plis de couverture. Il remarque que le chevauchement frontal nord-pyrénéen est certainement l'accident qui détermine les déplacements tangentiels les plus importants, mais qu'on ne peut nulle part mettre en évidence un déplacement d'ensemble du manteau secondaire par rapport au socle. D'autant que celui-ci ne doit pas être très profond et vient fréquemment au jour au milieu des terrains secondaires. Enfin, pour quelques accidents de faible importance, on peut parler, non de véritables décollements de couvertures, mais plutôt de simples glissements élémentaires locaux.

Je pense avec M. CASTÉRAS (1933) que, dès les premiers plissements de fond de la phase anté-cénomanienne, les Pyrénées évoluaient vers le style tectonique que nous lui connaissons. Celui-ci est caractérisé par un morcellement du socle en blocs serrés entre eux dans une position voisine de la verticale et par la liaison intime du revêtement secondaire à ces éléments profonds. En rejouant, lors des mouvements anté-cénomaniens, avec le socle nord-pyrénéen, la couverture sédimentaire comprimée et poussée vers le nord, ne pouvant se disposer en grands plis couchés, a le plus souvent « cassé » du fait de sa rigidité. Tandis qu'à partir du Crétacé supérieur, la souplesse relative des sédiments du Flysch a créé une tectonique un peu particulière.

On pourrait parler de *plis de revêtement dysharmonique* par rapport au substratum. Le décollement n'est pas suffisant pour qu'il s'agisse de plis de couverture. On peut concevoir une accentuation progressive de la courbure d'un pli, se répercutant d'autant plus intensément que le matériel, d'abord rigide et incompétent, est recouvert par un manteau de sédiments souples et lités. Le pli prend des proportions beaucoup plus grandes dans ce nouveau matériel. Il suffira d'une poussée tangentielle minime et qui peut être ultérieure, pour qu'il puisse se déverser en glissant légèrement, et, par là même, devenir dysharmonique par rapport à son support. Il en résultera qu'aux anticlinaux aigus du Crétacé supérieur, pourront parfois correspondre des synclinaux de terrains antérieurs, immédiatement sous-jacents. Il s'agit alors du cas extrême.

Il entre, enfin, dans le style tectonique du Flysch, un autre genre de pli que j'appellerai *pli d'amortissement*.

En avant du pli de revêtement dysharmonique souvent aigu, mais correspondant en profondeur à une structure ancienne, il existe, fréquemment, un ou plusieurs autres plissements de la couverture crétacée supérieure, qui ne paraissent avoir aucun rapport avec un accident profond. J'y vois une extinction graduelle du plissement majeur dysharmonique, dont l'intensité se dissipe ainsi peu à peu.

J'ai, au fur et à mesure de mes observations sur le terrain, signalé les plis que j'étudierai au point de vue tectonique, dans les pages qui vont suivre.

J'élargirai tout d'abord le champ de ma synthèse en utilisant les résultats de quelques sondages profonds. On sait que le pays Flysch s'enfonce brusquement sous la couverture tertiaire et quaternaire, par une série de décrochements assez importants, que les cartes sismiques mettent en évidence. Il semble difficile, dans ces conditions, de négliger les enseignements que peuvent apporter les forages.

J'en extrairai, succinctement, ce qui intéresse le Crétacé supérieur dans la région de Nay et sur les structures de Pau et Bordenave.

Nous constaterons par cet aperçu, que le style tectonique reste le même, et que la zone du Flysch bien qu'ayant subi maintes vicissitudes, constitue malgré tout une entité homogène.

CHAPITRE XIII

LES SONDAGES DU PAYS FLYSCH

1. — LES SONDAGES DE LA REGION DE NAY.

Ils ont été implantés par la Société nationale des Pétroles d'Aquitaine, au sud de la ville de Nay, dans une région où affleure le Flysch. Le Sénonien inférieur constitue l'horizon de départ.

Nay 1

(Coordonnées : x = 388,435, y = 96,860, z. sol = 328,20.)

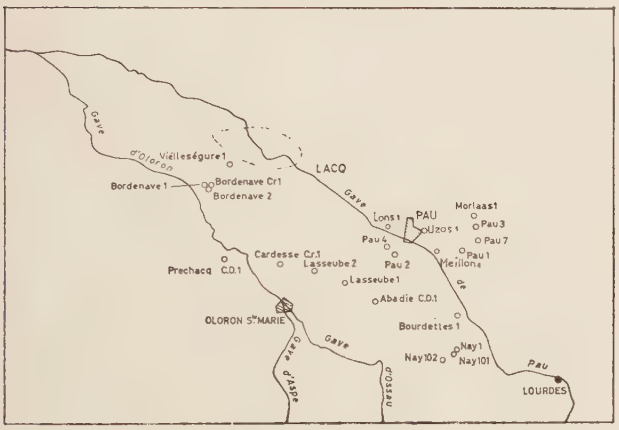


Fig. 57. — *Carte de localisation des principaux sondages ayant traversé du Flysch crétacé supérieur.* Echelle approximative : 1/1 200 000.

Sous 14 mètres d'alluvions quaternaires, le forage a rencontré le Santonien. Il recoupe l'horizon repère à Orbitoïdes à 440 mètres (cote foreur) jusqu'à 609 mètres (cuttings), et termine à 1 062 mètres dans le Campanien.

La pendagemétrie indique des angles de 60 à 70° S.-O. dans le Sénonien inférieur et jusqu'à 90° N.-N.-E. dans le Campanien.

Nay 101

(Coordonnées : x = 388,070, y = 96,480, z. sol = 333,62.)

Le forage a également débuté dans le Santonien, à proximité de sa limite avec le Coniacien. Il recoupe, tout d'abord, les terrains du Santonien, retrouve l'horizon à Orbitoïdes de 958 à 1 050 mètres, avant de descendre normalement la série stratigraphique. Il traverse le Coniacien à partir de 1 680 mètres. Le Turonien à *Globotruncana helvetica* Bolli se remarque de 2 190 à 2 360 mètres.

Le Cénomanien à Rotalipores est très peu représenté. On y voit des passées de brèches, et même, de 2 404 mètres à 2 410 mètres, une passée de roche verte (« épisyénite » genre Pélégria), juste à la limite avec l'Albien supérieur. On rencontre celui-ci sous l'aspect d'un calcaire bréchique à Orbitolines, Trocholines, Bryozoaires et Algues, et de l'argile noire de 2 432 à 2 476 mètres.

On peut hésiter sur l'attribution à l'Albien de la zone calcaire 2 410-2 436 mètres. Il est possible d'y voir également du Cénomanien basal, ayant quelques affinités avec le Wildflysch (voir *fig.* 58).

Les pendages sont de l'ordre de 30 à 40° dans le Flysch Sénonien inférieur, avec une direction S.-O. jusque vers 1 220 mètres, qui devient N.-N.-E ensuite.

Nay 102

(Coordonnées : x = 386,555, y = 95,875, z. sol = 310,163.)

Ce forage a été implanté à 1,640 km au sud-ouest de Nay 101, en amont pendage de ce dernier. Il rencontre, depuis le début, le Coniacien et traverse le Sénonien inférieur jusqu'à 1 620 mètres.

Il s'agit d'alternances de marnes avec :

— Du calcaire grumeleux ou granuleux, lité, parfois légèrement gréseux à *Globotruncana lapparenti lapparenti, G. lapparenti coronata, G. lapparenti tricarinata.*

— Du calcaire microbréchique graveleux à débris divers, nombreux Foraminifères, dont certains remaniés (ou resédimentés.) Citons-y des débris d'Orbitolines, Préalvéolines, Cunéolines, Cyclolines, Nummofallotia, Rotalia, Dictyopsella, Bryozoaires, Algues.

— Du calcaire finement gréseux (40 à 50 % de petits quartz).

L'étude faite sur cuttings, avec les retombées abondantes, n'a pas permis de mettre une limite

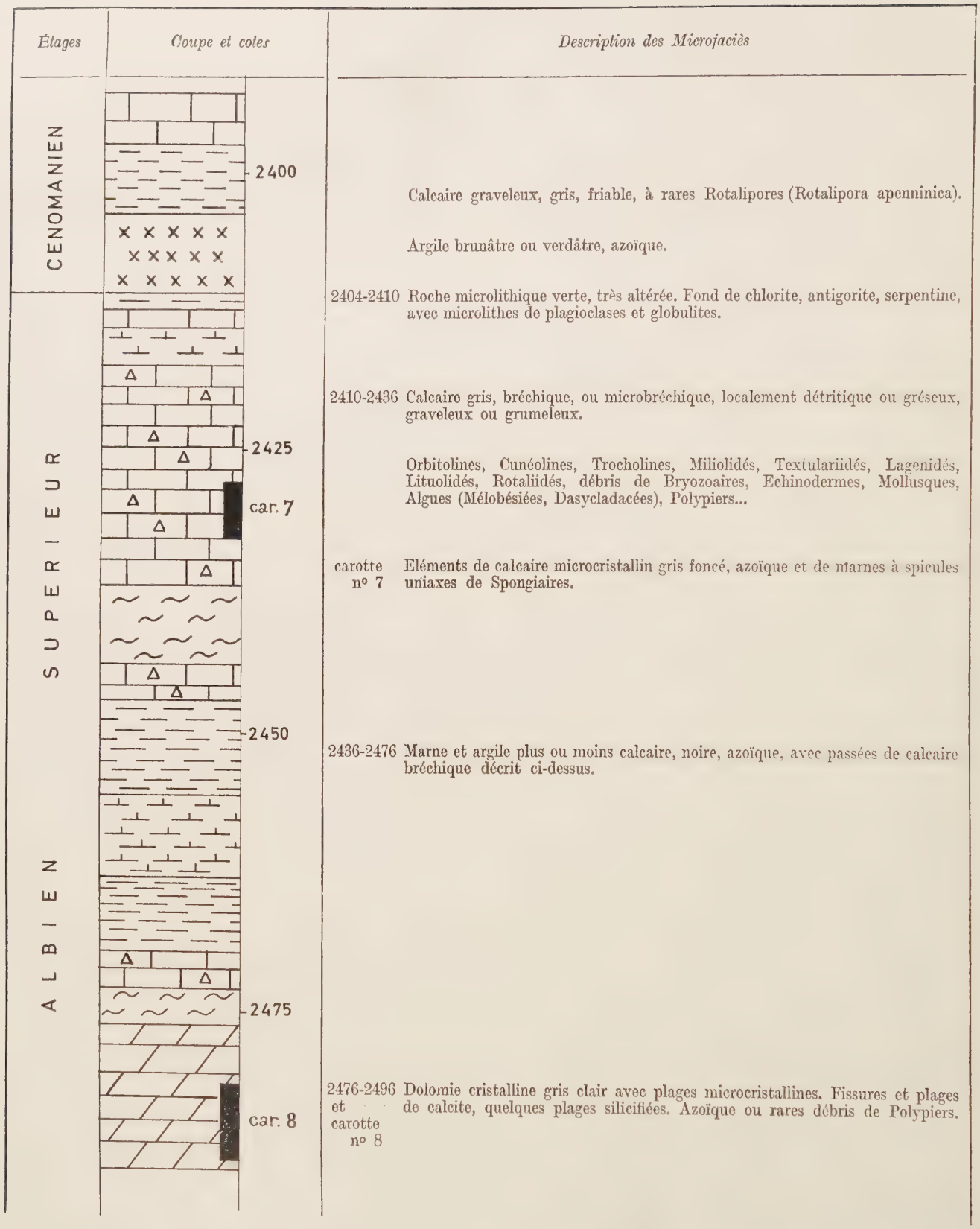


FIG. 58. — *Coupe extraite du sondage de Nay 101 (entre la base du Cénomanien et le sommet de l'Albien).*

entre les deux étages du Sénonien inférieur. Il faut cependant signaler que le « Junk-basket » n° 1 (643,60-644,20 m) est constitué d'un faciès que l'on rencontre, normalement (à 50 ou 100 m près), sous le repère « calcaire à Orbitoïdes ». Il s'agit d'un calcaire argileux, cryptocristallin, à fin spicules d'Alcyonaires, Pithonella, très petites Gümbélines, Globotruncana. Il montre, macroscopiquement, des traces fréquentes de Fucoïdes.

On reprend, ensuite, la même série calcaréo-marneuse décrite ci-dessus, jusqu'à l'entrée dans le Turonien (vers 1 620 mètres environ), avec l'apparition de *Globotruncana helvetica* Bolli dans les lavages.

Il semble logique de supposer qu'à la profondeur de 640 mètres environ, le forage était dans le Santonien élevé, proche du Campanien. Puis, la sonde a traversé, à nouveau, les terrains du Crétacé supérieur dans le sens descendant.

Le Turonien s'étend de 1 620 à 1 798 mètres. Il repose directement sur l'Aptien supérieur calcaire.

La pendagemétrie indique une direction sud-ouest avec un angle variant de 10 à 40°, entre 600 et 1 300 mètres, puis, un angle moyen de 35° avec une direction N.-N.-E. ensuite.

La lacune du Cénomanien et de l'Albien supérieur, niveaux dont on connaît la présence au sud (*cf.* coupe de Nay à Arthez-d'Asson) et dans le sondage de Nay 101, peut s'interpréter comme très locale et uniquement due à la dysharmonie.

Cette lacune s'intègre bien dans le schéma général qui semblerait montrer l'existence, à l'aplomb de ces sondages, d'un synclinal Flysch déversé vers le nord. C'est l'hypothèse qui se dégageait déjà de la coupe de Nay à Arthez-d'Asson.

Remarquons que le Crétacé inférieur et le Jurassique ne sont pas affectés de ce mouvement synclinal. Les résultats des sondages ainsi que ceux de la géophysique indiquent un monoclinal plongeant vers le nord avec une pente assez importante (50° environ). Au sud, le rebroussement des couches contre le front nord-pyrénéen n'est pas visible en sismique.

Sans autres commentaires, je renvoie à la coupe dessinée pour donner l'interprétation actuelle de cette région où la dysharmonie joue un rôle prépondérant (voir *fig.* 62).

2. — LES SONDAGES DE PAU.

Sur la structure anticlinale de Pau, plusieurs sondages ont foré le Crétacé supérieur Flysch, dans l'espoir de trouver du pétrole dans le Sénonien à faciès aturien semblable à celui de Lacq. La sismique montrait en effet la trace d'un anticlinal au Crétacé supérieur, grossièrement allongé E.-O., selon la direction générale du sillon. On y observait deux culminations, l'une sur Pau, l'autre dans la région de Soumoulou, séparées par un jeu de failles complexes, assurant une fermeture éventuelle dans le cas de découverte d'un gisement.

Je ne reprendrai pas le détail des horizons traversés, qui ont été étudiés et décrits dans la thèse de doctorat de 3e cycle de J. Schwendiman (1963). Je donnerai seulement un tableau récapitulatif des cotes d'entrée dans chaque étage, pour les divers forages de cette région (voir *fig.* 59) et j'essayerai de tirer ensuite quelques conclusions, en m'aidant d'une coupe schématique à travers cette structure (voir *fig.* 60).

En nous dirigeant du sud vers le nord, les sondages montrent une lacune, de plus en plus élevée, d'une partie du Crétacé supérieur. Alors qu'il manque le Cénomanien et Turonien à Pau 1, le Coniacien n'existe pas à Pau 7 et Morlaas 1 montre le Campanien directement sur l'Albien. J'ai donc l'impression que la structure anticlinale, au Crétacé supérieur, ne correspond pas à la culmination du Crétacé inférieur. Il y a, en fait, un décalage vers le sud et une dysharmonie entre les deux systèmes.

Mais il y a plus, comme nous le verrons plus loin dans la région de Bordenave (voir p. 193), les couches du Crétacé supérieur se biseautent progressivement vers le nord, à l'approche du passage à la zone épicontinentale.

Comment se fait le relai dans la région de Pau ? Le manque de jalon ne me permet que des hypothèses. On peut, cependant, supposer la présence d'un accident cassant et plus ou moins chevauchant, dont on connaît plusieurs exemples sur la bordure nord du sillon Flysch.

On peut considérer que le fond albien se présente comme une succession de paliers montant vers le sommet de Morlaas, depuis la faille longitudinale à fort rejet qui limite le pays Flysch affleurant de la zone couverte par la Molasse.

Les études palynologiques, effectuées sur l'Albien des sondages de Pau, semblent montrer que la formation est plus complète à Morlaas 1. Doit-on y voir une sédimentation plus épaisse à cet endroit ? Les variations d'épaisseur sont très rapides en ce qui concerne cet étage et la fosse d'Arzacq proche de ce dernier sondage.

Le fond marin a pu être exhaussé à la fin de l'Albien, à moins qu'il ne recouvrît déjà une structure préexistante ? Puis, le haut-fond, sorte de flexure continentale entre la zone épicontinentale et le sillon Flysch, émergea avant le Cénomanien, fut soumis à l'érosion et progressivement recouvert par les transgressions du Crétacé supérieur. Le sillon Flysch orienté E.-O. s'élargit au maximum au Campanien, vers le nord. La mer maestrichtienne ne fit que conserver ensuite les limites du bassin.

Forages	*Pau 1*	*Pau 2*	*Pau 3*	*Pau 4*	*Pau 7*	*Morlaas 1*	*Uzos 1*	*Lons 1*	*Meillon 1*
Coordonnées	x : 389,636 y : 112,786 z_s : 261,33	x : 378,935 y : 112,025 z_s : 178,60	x : 391,496 y : 116,242 z_s : 317,98	x : 377,765 y : 114,375 z_s : 167,56	x : 391,715 y : 113,895 z_s : 270,44	x : 391,219 y : 117,567 z_s : 303	x : 382,810 y : 111,575 z_s : 190,27	x : 377,640 y : 115,820 z_s : 165,55	x : 385,315 y : 111,750 z_s : 203,60
Maestrichtien	1.474	1.475 fond : 2.198	2.325 fond : 3.200	1.781	1.540	2.516	1.386 fond : 1.469,60	1.814	1.500
Campanien	2.380 brèche de 3.162 à 3.175			2.730 ?	2.630	2.855		2.542 brèche de 2.694 à 2.707	2.420
Santonien	3.175			3.153	3.210 brèche à élém. albiens depuis 3.600	Lacune		Lacune	3.164
Coniacien	3.569			Lacune	Lacune	Lacune		Lacune	Lacune
Turonien	Lacune			Lacune	Lacune	Lacune		Lacune	3.556
Cénomanien	Lacune			Lacune	Lacune	Lacune		Lacune	3.660
Albien	3.581 fond : 4.133			3.240 fond : 3.347	3.650 env.	2.987		2.707 env.	3.832

FIG. 59. — *Tableau récapitulatif des cotes d'entrées dans chaque étage du Crétacé supérieur pour les divers sondages de la structure de Pau.*

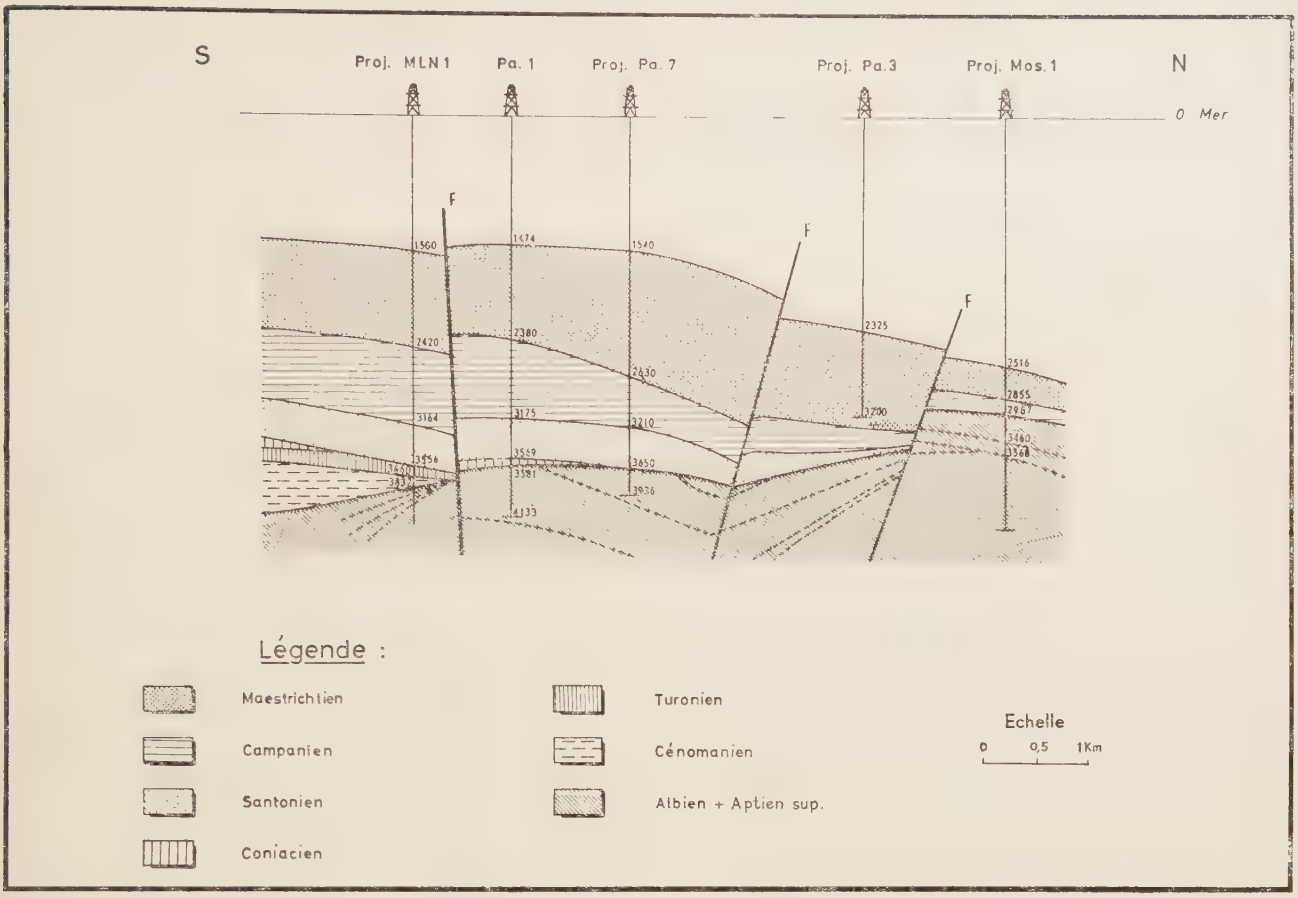


FIG. 60. — *Coupe schématique à travers la structure de Pau* (orientée N.-S., cette coupe passe par le forage de Pau 1 (Pa. 1) et à proximité des sondages de Meillon 1 (MLN. 1), Pau 3 (Pa. 3), Pau 7 (Pa. 7) et Morlaas 1 (Mos. 1), que l'on a projetés).

3. — LA STRUCTURE ANTICLINALE DE BORDENAVE.

Le pli anticlinal de Bordenave, dont le cœur campanien est visible à l'affleurement, peut s'interpréter comme un autre pli de couverture du Flysch.

Les divers sondages ont permis de mettre en évidence la profonde dysharmonie entre le Crétacé supérieur et le substratum, au sud de la faille de Lagor.

La structure de Bordenave est orientée N.-O. - S.-E., orientation générale de la région. Située au S.-E. de Sainte-Suzanne, elle est séparée de cet anticlinal, par un décrochement vers le sud. Un autre accident la sépare de la structure de Monein qui la prolonge au S.-E.

RESUME DES SONDAGES

BORDENAVE 1

(Coordonnées : x = 350.090, y = 122,760, z. sol = 247,75.)

Implanté sur le territoire de la commune de Bugnein, ce forage a reconnu le flanc sud de l'anticlinal. Il a trouvé le Maestrichtien à 672 mètres et a été arrêté, dans cette formation, à 1 254 mètres. Il s'agit d'alternances d'argile grise, marno-calcaire gris à gris-verdâtre, à importante microfaune de Globotruncanidés et Hétérohélicidés, avec de fines intercalations gréseuses. Le pendage moyen est de 60° jusqu'à 700 mètres environ. Il diminue ensuite progressivement pour n'être plus que de 20° à partir de 1 200 mètres environ.

La direction de pendage est uniformément S.-O.

BORDENAVE 2

(Coordonnées : x = 350,680, y = 122,830, z. sol = 246.)

Implanté 500 mètres à l'est du premier, son emplacement est proche du cœur anticlinal.

Sous 34 mètres de Molasse, le sondage trouve le Maestrichtien. On y observe la présence de *Globo-*

truncana contusa CUSHMAN, uniquement dans les 80 premiers mètres. On peut donc préciser que le forage a rencontré, au départ, la base du Maestrichtien supérieur. Signalons, à 66 mètres, un banc de calcaire grumeleux, microbréchique, avec :

Orbitoides media (d'ARCHIAC),
Orbitoides apiculata SCHLUMBERGER,
Siderolites calcitrapoides LAMARCK,
Goupillaudina daguini MARIE,

des Rotaliidés, débris de Bryozoaires, Mollusques, etc.

1755,50 m) à *Globotruncana* de la famille *lapparenti* BROTZEN et de nombreux fins spicules d'Alcyonaires ?

On y observe aussi des calcaires microbréchiques (car. 4 - 1849,60 - 1851,60 m) à *Globotruncana lapparenti* et Cunéolines.

A noter la lacune du Coniacien, puisqu'on traverse ensuite directement le Turonien à *Globotruncana helvetica* BOLLI et *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI var. *turbinata* REICHEL, de 1 855 à 1 870 mètres.

Le Cénomanien semble complet avec ses trois termes :

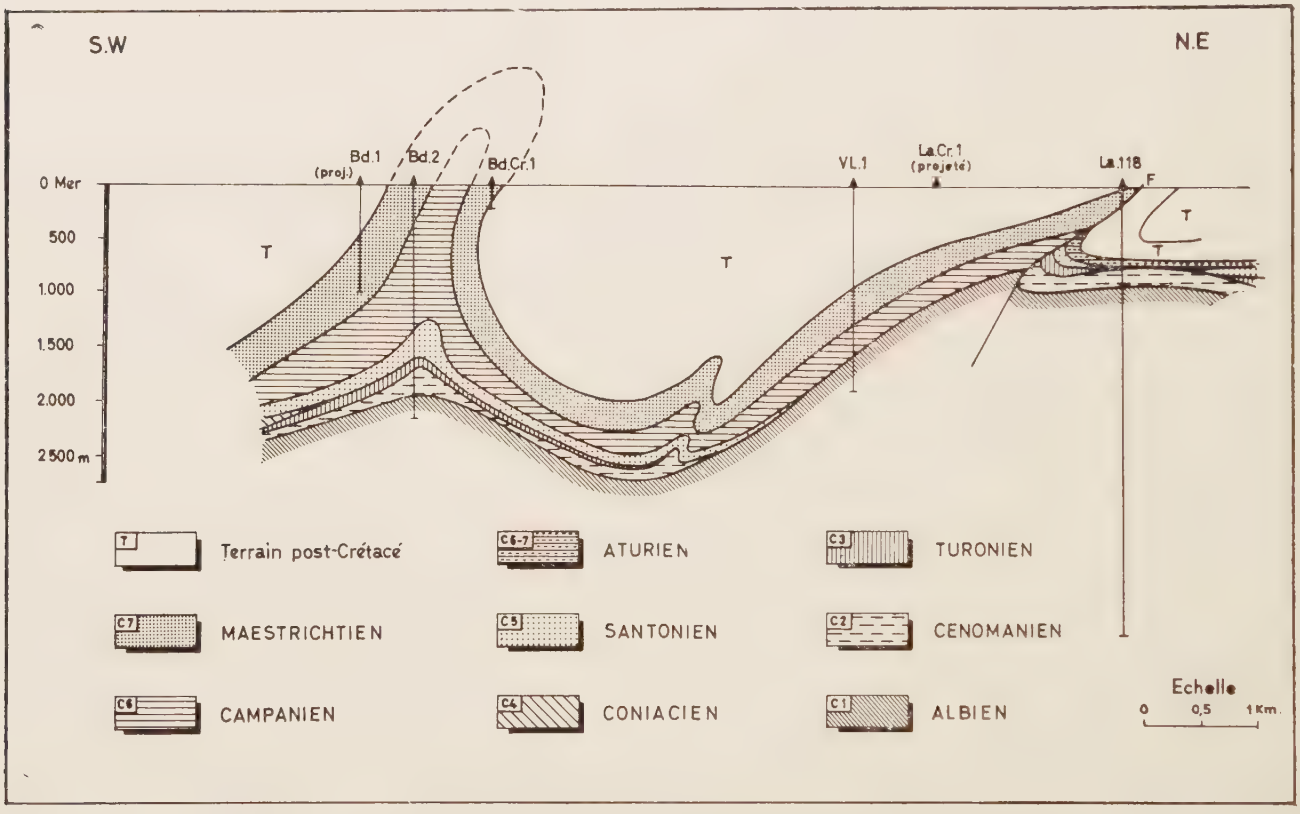


FIG. 61. — *Coupe schématique de la structure de Bordenave.* (Coupe orientée N.E.-S.W., passant par les forages de Lacq 118, Vielleségure 1 et de Bordenave.)

Cette microfaune confirme l'âge maestrichtien supérieur de ces couches.

Il faut atteindre 718 mètres pour trouver la première *Globotruncana calcarata* CUSHMAN. Le Campanien est représenté ensuite jusqu'à 1 575 mètres environ. Ce sont des marnes, calcaires gréseux ou grès calcaires, avec quelques passées de brèches, surtout vers la base. Les éléments remaniés montrent fréquemment la présence de Cénomanien calcaire à Orbitolines, Préalvéolines, ainsi que de Sénonien inférieur, calcaire à Pithonella.

Le Santonien est principalement carbonaté. On y trouve des calcaires argileux (car. 3 - 1753,40 -

— De 1 870 à 1 930 m : Zone à *Rotalipora cushmani* et *R. reicheli.*

— De 1 930 à 1 985 m : Zone à *Rotalipora apenninica,* faciès marneux.

— De 1 985 à 2 174 m : Zone à *R. apenninica,* faciès calcaire à Orbitolines.

Enfin, le sondage touche l'Albien supérieur, avec *Ticinella roberti* GANDOLFI, *Globigerina planispira* TAPPAN, *G. infra-cretacea* GLAESSNER, *Gyroidina loetterlei* TAPPAN, de 2 174 mètres au fond (2 411,40 m).

La direction des couches est à peu près constante vers le sud-ouest, plus rarement vers le sud-sud-

ouest, avec des valeurs de pendages qui diminuent progressivement de 60° à 100 mètres, jusqu'à 35° environ, à 2 174 mètres. Les mesures, dans l'Albien, sont assez incohérentes. Les pendages sont cependant assez redressés de 50 à 80°.

BORDENAVE CRAELIUS 1

(Coordonnées : x = 351,170, y = 123,300, z. sol = 180.)

Situé à 500 mètres à l'E.-N.-E. de Bordenave 2, ce forage a confirmé le déversement des couches de l'anticlinal sur le synclinal de Sauvelade.

Le Maestrichtien a été traversé de 4 à 313 mètres, en série renversée. La zone à *Globotruncana contusa* CUSHMAN commence en effet à 270 mètres (car. 3-274,80-278 m). On trouve ensuite le Paléocène de 313 à 416,90 m (fond). La direction est sud et les pendages redressés de 70 à 80°.

VIELLESÉGURE 1

(Coordonnées : x = 353,520, y = 125,677, z. sol = 125.)

Ce dernier sondage sur la structure de Bordenave est situé 500 mètres au sud du village de Sauvelade, à 4 km N.-N.-O. de Vielleségure et à 4 km au N.-E. de Bordenave.

Le pendage est de 40 à 50° en moyenne sur toute la coupe du puits, avec une direction sud à sud-ouest.

Le Maestrichtien est traversé de 977 à 1 460 mètres environ, la zone à *G. contusa* CUSHMAN de 997 à 1 340 mètres et la zone à *G. stuarti* de LAPPARENT de 1 340 à 1 460 mètres.

On y trouve, tout au long, des éléments remaniés de calcaire aturien provenant sans doute de la région de Lacq.

Le Campanien s'étend de 1 460 à 1 632 mètres. Les éléments remaniés sont plus fréquents à la base ; ce sont plus spécialement des débris attribuables au Cénomanien et à l'Albien.

L'Albien apparaît à 1 632 mètres jusqu'au fond (2 002,30 m).

On observe, donc, une discordance du Campanien sur l'Albien, *ce qui confirme le biseautage progressif des terrains post-cénomaniens, commencé par le Coniacien à Bordenave 2.*

On peut remarquer la proximité de cette structure avec la limite du bassin Flysch vers le nord. Limite matérialisée en quelque sorte par la faille de Lagor séparant, à cet endroit, le pays Flysch de la plate-forme épicontinentale à sédimentation calcaire.

Le Crétacé supérieur que l'on traverse à Lacq, sous le faciès aturien, peut être considéré comme du *Subflysch* (*cf. fig.* 2, p. 13), sédiment de transition entre le Flysch et la zone calcaire épicontinentale.

LA RECHERCHE PETROLIERE DEVANT LE FLYSCH NORD-PYRENEEN

Je terminerai ce chapitre en posant la question de la valeur du Flysch dans la recherche pétrolière. J'examinerai donc ce terrain particulier, avec l'optique du géologue pétrolier qui essaie de sélectionner l'objectif valable, méritant d'être plus particulièrement prospecté, compte tenu des indices, des données structurales et stratigraphiques. Il faut, par conséquent, envisager le Flysch sous les différents aspects de roches-mères, réservoirs ou couvertures, et examiner les indices jusqu'à présent signalés.

1. — LE FLYSCH COMME ROCHE-MERE.

Si l'on tient compte de l'énorme épaisseur de cette formation Flysch et de la richesse de certains sédiments argileux en matière organique, les marnes du Flysch Crétacé peuvent être considérées comme roches-mères possibles. On peut sans doute expliquer de cette façon les quelques indices gazeux recueillis dans les sondages du Dreuilhe ou de Tréziers 2 (Ariège).

Je remarquerai, toutefois, que la teneur en matière organique est très inégale selon les lieux et les étages. Le synclinal de Josbaig paraît particulièrement démonstratif du premier cas ; avec sa lamentable pauvreté en microfaune, il ne semble pas constituer un milieu particulièrement favorable à la formation du pétrole. Les niveaux maestrichtiens du synclinal d'Orriule par exemple présenteraient, à cet égard, des possibilités plus intéressantes.

Cependant, quand on sait que certains courants peuvent interrompre, dès le début, la formation d'hydrocarbures ; que les lits marneux ou argileux ont été déposés à des profondeurs diverses, dans des sillons ouverts aux influences marines ou dans des bassins fermés ; il est difficile de conclure à une uniformité des qualités de roche-mère pour le Flysch. Je penserais même volontiers que le Flysch nord-pyrénéen ne peut qu'exceptionnellement en réunir les conditions.

Quoi qu'il en soit, le pétrole du Flysch Crétacé supérieur a toujours pu avoir un mouvement migratoire latéralement ou per ascensum, dans des réservoirs qui ont varié selon les périodes, du fait de rejeu de failles, érosion, ou phases orogéniques.

2. — LE FLYSCH COMME RESERVOIR.

Les qualités d'un bon réservoir sont assez diverses : la roche doit être poreuse et perméable, le gisement présenter une extension géographique et une épaisseur suffisantes, le pétrole être resté en place et protégé de l'oxydation. J'ajouterai que pour des raisons économiques, le champ doit se trouver à une profondeur raisonnable. Enfin, si ces conditions

étaient remplies par le Flysch nord-pyrénéen, il faudrait encore déterminer les pièges susceptibles de retenir l'attention.

A. — Les roches réservoirs.

Dans l'éventail pétrographique que j'ai étudié, je retiendrai comme répondant aux caractéristiques de porosité et perméabilité :

1. Le Wildflysch du Cénomanien basal. Je mettrai dans la même catégorie les brèches de Saint-Marcet et de Pau.
2. Le grès : « grès d'Ascain » et « grès de Mixe » ; «grès de Gensac » ; grès du Flysch proprement dit.
3. Les calcaires détritiques, zoogènes.

1. — *Le Wildflysch.*

Avec ses accumulations de blocs énormes, et, semble-t-il, une extension et une épaisseur de formation parfois très grande, il pourrait être un réservoir très valable en profondeur.

Si l'on considère que les brèches de Saint-Marcet sont de même origine, sinon de même âge que le niveau dont il est question, il ne semble pas utile d'insister sur son intérêt. Je pourrais également mentionner, au passage, les indices de gaz et de pétrole recueillis au sondage de Pau 7, entre 3 485 et 3 936 mètres. Or, j'ai récemment mis en évidence dans ce forage, une brèche à éléments albiens et aptiens, à partir de 3 600 mètres (voir *fig.* 59 et 60).

2. — *Les grès.*

Les formations « grès d'Ascain » et « grès de Mixe » apparaissent comme des variations latérales *pro parte* du Wildflysch et voient, de ce fait, leur intérêt pétrolier accru. Je les cite dans ce court aperçu régional, pour essayer d'élargir un peu le champ de mes investigations. Ce sont, évidemment, des horizons qui ne sont connus que bien à l'ouest de mon secteur, au passage Albien-Cénomanien, à partir de la région de Saint-Palais (R. Deloffre et A. Poignant, 1963). Ces niveaux gréseux, qui montrent quelques passées bréchiques en leur sein, ont une épaisseur difficile à évaluer. On peut, sans doute, avancer le chiffre approximatif de 1 000 mètres. Ce n'est qu'au-dessus, que l'on passe au faciès Flysch proprement dit. Dans la région d'Ascain, le grès est souvent très poreux et perméable. Un argument négatif est qu'il est fréquemment envahi par de l'eau douce (R. Deloffre, 1959).

A l'est de la région étudiée, les « grès de Gensac » constituent une série qui s'étend sur une cinquantaine de kilomètres, avec une épaisseur de 700 mètres environ, à l'extrémité occidentale des Petites Pyrénées. Sédimentation d'un immense fleuve qui écoulait son matériel prélevé sur la zone axiale ou destruction progressive d'une ride granitique, le problème n'est pas tranché ? Ce niveau, qui s'étend du Cénomanien au Sénonien inférieur, a longtemps constitué un objectif de recherches à la Régie autonome des Pétroles (R.A.P.). Son intérêt paraîtrait maintenant beaucoup moins évident, après les divers sondages qui l'ont traversé. De nombreux indices gazeux et liquides y ont été rencontrés, mais aucun sondage n'a pu être mis en production.

Si je reviens au sillon Flysch, les horizons gréseux sont multiples, mais les qualités-réservoir très variables.

Le Campanien montrerait les bancs de grès les plus épais, or ils ne dépassent jamais 2 à 3 mètres séparés, les uns des autres, par des niveaux argileux ou marneux qui forment couvertures. Il s'agit d'un terrain beaucoup trop hétérogène pour être retenu dans un inventaire des objectifs possibles. De plus, il y a de fortes probabilités pour que ces horizons gréseux soient *lenticulaires*, comme dans le Paléocène. Après les nombreux sondages qui ont foré l'Eocène inférieur, l'intérêt de ces lentilles sableuses ou gréseuses, mises en évidence par les indices recueillis aux forages d'Artigueloutan 1 et de Pau 1, paraît peu probant. Il ne pourrait s'agir que de gisements de faible extension, d'une rentabilité qui reste à démontrer et d'une localisation délicate. Du reste, ces niveaux sont le plus souvent envahis par l'eau qui, en cas d'accumulation exceptionnelle d'hydrocarbures, aurait suffi à les chasser vers d'autres horizons.

Enfin, si les caractéristiques de porosité et de perméabilité de ces grès semblent souvent bonnes en surface, grâce à l'altération, elles ne demeurent pas toujours conservées en profondeur. Il s'agit, en définitive, d'un réservoir très médiocre.

3. — *Les calcaires détritiques zoogènes* (biosparites).

Ces niveaux sont rares dans le Flysch et, comme ils présentent fréquemment une silicification secondaire, leur qualité de réservoir peut souvent être remise en question.

Le meilleur exemple de ce type serait le repère « Calcaire à Orbitoïdes » du Santonien terminal (carrière Palisse au nord de Rébénacq). Mais, c'est encore un horizon lenticulaire, de peu d'extension. Il serait hasardeux d'entreprendre une recherche de pièges stratigraphiques sur un objectif aussi hypothétique.

Il ne subsiste donc que le réservoir constitué par le Wildflysch et ses formations gréseuses latérales. Il faudrait, toutefois, pouvoir y déterminer des conditions

structurales favorables. Dans ce cas, les meilleures localisations seraient, semble-t-il les flancs de la plupart des rides anticlinales anciennes où l'on pourrait découvrir des biseaux intéressants. L'Albien (« Marne à spicules »), l'Aptien inférieur (« Marne de Sainte-Suzanne ») ou le Néocomien ayant pu constituer les roches-mères, à partir desquelles le pétrole aurait émigré.

B. — Les indices.

Le pays Flysch nord-pyrénéen a pourtant permis de recueillir quelques indices dont je vais faire un court inventaire. Cette liste sera incomplète, mais elle me permettra de porter un jugement sur la valeur à leur accorder.

Indices de surface :

Source Mounicq (Saint-Boës), à l'ouest d'Orthez. Flysch Sénonien/Trias. Flanc N.-E. anticlinal de Sainte-Suzanne, à proximité d'une faille. Globules de pétrole sur l'eau sulfureuse.

Carrière Lameignère, à l'est d'Orthez. Flysch campanien très diaclasé et fissuré. Zone de fractures du flanc nord-est de l'anticlinal de Sainte-Suzanne. Imprégnations de fissures et suintements de pétrole.

Gave de Mauléon, entre Rivehaute et Gestas, ou à Campagne, N.-O. de Rivehaute. Flysch Sénonien. Flanc est faillé de « l'anticlinal du gave de Mauléon ». Bitume dans des fissures.

Légugnon, dans le lit du gave d'Oloron. Proximité de la trace de la faille de Préchacq. Flysch Sénonien inférieur. Bitume légèrement pâteux (échantillon D. 344).

Carrière de Géronce. Sud de Géronce. Flysch Cénomanien du flanc nord du synclinal de Josbaig. Proximité de la faille de Préchacq. Rares imprégnations de bitume.

Indices dans les forages S.N.P.A. :

Artigueloutan 1 (1 201 à 1 260 m). — Dans les niveaux sablo-gréseux du Paléocène. Indices de gaz et de pétrole.

Lameignère 1 (120 à 170 m). — Superposition anormale du Flysch Sénonien sur les marnes du Lutétien. Traces de gaz.

Pau 7 (3 485 à 3 936 m). — Dans le Flysch Santonien et l'Albien, traces de gaz et de pétrole.

Pau 1 (1 210 à 1 240 m). — Niveaux sableux du Paléocène, imprégnations de pétrole et gaz.

— (2 860 à 4 133 m). — Flysch Campanien à Albien. Traces de pétrole et gaz.

Peyrehorade 2 (727 à 841 m). — Flysch Crétacé supérieur. Traces de gaz et suintements de pétrole peu oxydé.

Peyrehorade 3 (303 à 309 m et 456 m). — Contact Flysch/Trias. Traces de gaz.

Peyrehorade 4 (688 à 890 m). — Flysch Campanien à Eocène inférieur. Suintements de pétrole et dégagement de gaz.

Peyrehorade 5 (780 à 1 020 m). — Contact Flysch/Trias. Traces de gaz.

Saint-Boës 1 (1 000 m environ). — Zone fracturée du Flysch inférieur. 50 l. de pétrole oxydé, brunâtre.

Ces indices correspondent à deux genres de manifestations, mis à part ceux des sondages d'Artigueloutan et de Pau 1 montrant une accumulation exceptionnelle dans des lentilles sableuses du Paléocène. Il s'agit, en effet :

1. Soit d'indices accompagnant la trace d'un grand accident cassant, affectant les terrains sous-jacents : par exemple ceux de la région de Sainte-Suzanne (Lameignère, Saint-Boës), de la carrière de Géronce ou du gave de Mauléon.

2. Soit d'indices de couvertures : comme dans les sondages de Peyrehorade.

3. — LE FLYSCH COMME COUVERTURE.

Il apparaît donc que si le Flysch nord-pyrénéen ne constitue pas non plus un réservoir valable, il forme dans la plupart des cas une excellente couverture, ayant permis une bonne conservation des éventuels gisements sous-jacents.

Il a, pour jouer ce rôle, sa très grande épaisseur où dominent les niveaux argileux et marneux. Il est enfin le plus souvent discordant et dysharmonique sur son substratum, ce qui facilite la fermeture des magasins qu'il surmonte.

En d'autres termes, le Flysch nord-pyrénéen ne semble pas constituer un objectif de recherches d'hydrocarbures. Seuls, les niveaux de base (Wildflysch, grès de Mixe, grès d'Ascain) qui ne sont pas encore du Flysch véritable, peuvent être retenus en positions structurales convenables. Au-dessus, les terrains ne présentent pas de zone d'accumulation assez importante, pour avoir un intérêt réel. Le mode de dépôt de ce Flysch, de même que les turpitudes qu'il a subies à l'occasion de mouvements orogéniques ou de déformations épirogéniques, sont autant de causes négatives. Par sa puissance et sa teneur en sédiments argileux, il forme une couverture convenable, dont l'épaisseur a souvent été une source d'erreur pour la recherche sismique et de difficultés mécaniques pour les forages qui l'ont traversé.

CHAPITRE XIV

TECTONIQUE

A. — LE « PAYS GRESEUX ».

I. — COUPE NAY - ARTHEZ-D'ASSON.

Du point de vue tectonique, il faut considérer deux ensembles ayant la structure anticlinale à cœur primaire pour centre.

D'une part, un monoclinal qui s'étend du pont Latapie à Nay et au-delà, vers le nord; d'autre part, un synclinal qui, du pont Latapie, va jusqu'à Arthez-d'Asson au sud. J'ai, à ce sujet, dessiné une coupe synthétique et schématique (voir *fig.* 62).

A. — Le monoclinal.

Les couches présentent une direction générale est-ouest, comme dans toute la série du Flysch Crétacé supérieur, et un pendage de 25 à 50° jusqu'aux environs d'une ligne passant, d'ouest en est, par les fermes Sarrameda, Gollet, Peyroutet, soit 300 à 400 mètres au nord de l'ermitage d'Asson.

Les pendages se redressent ensuite, assez fortement, à 60 et 80°, pour passer à la verticale et prendre des valeurs élevées de direction sud.

Selon mon interprétation, l'ermitage d'Asson, colline de grès campanien qui se dresse au milieu du

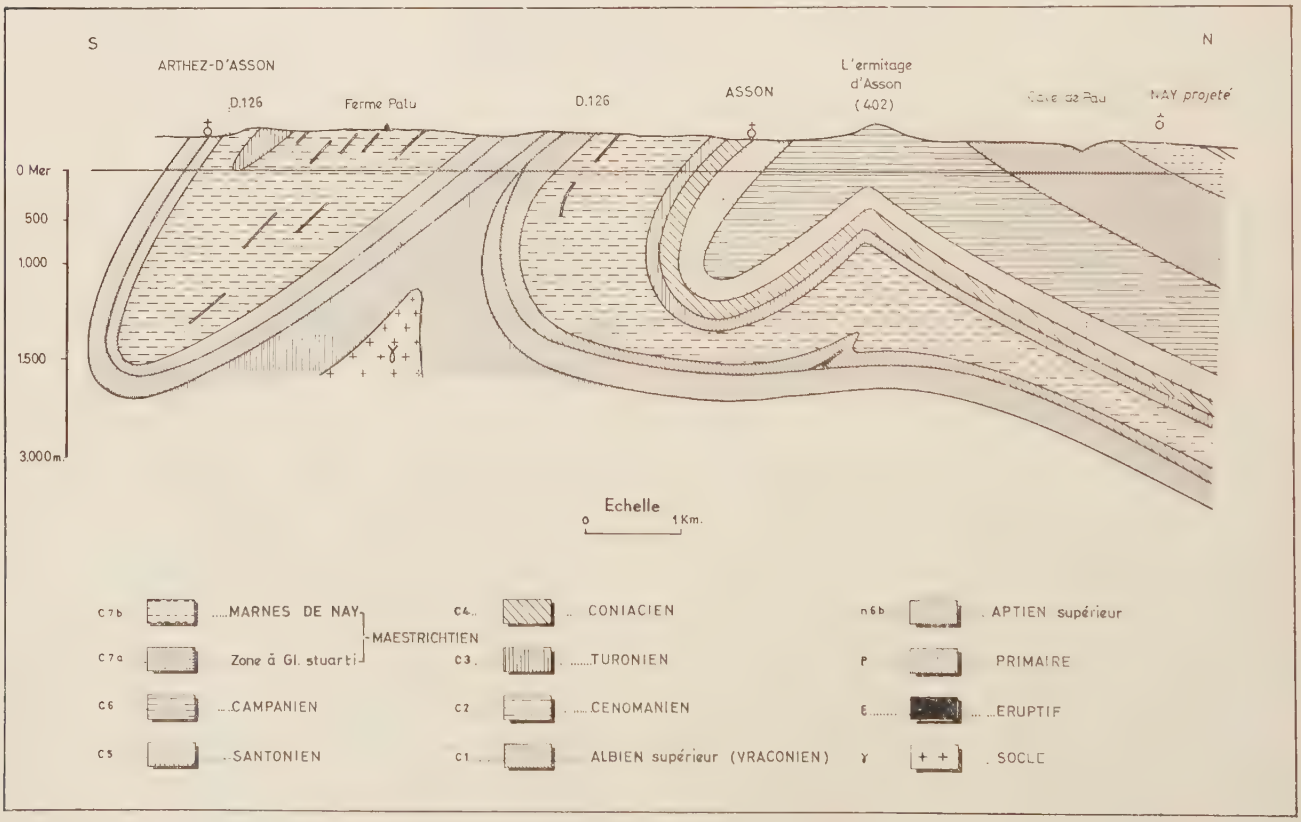


Fig. 62. — *Coupe de Nay à Arthez-d'Asson.*

paysage, représente le « genou » du plissement qui doit exister à son aplomb ?

Le changement brusque des directions de pendages traduit, en surface, ce pli dysharmonique du Flysch Crétacé supérieur sur son substratum calcaire aptien supérieur qui, selon les profils sismiques, ne serait pas affecté par le mouvement.

Remarquons que cette figure de glissement dysharmonique de la couverture crétacée supérieure est bien dans le style général du Flysch nord-pyrénéen. Il faut probablement interpréter les pendages nord, que l'on observe jusqu'au moulin Labarrère, comme appartenant à une zone de rebroussement sans signification profonde.

Une lacune de 220 mètres, qui correspond à la plaine alluviale de l'Ouzom, masque ensuite la majeure partie du Santonien. On retrouve cependant 75 mètres de cet étage dans le lit de l'Arrieucourt.

A partir du pont d'Asson, le long de la voie ferrée Ferrières-Coarraze, on recoupe la série normale du Coniacien au Cénomanien. Les directions se maintiennent sensiblement identiques et les pendages sont constamment sud, le plus souvent avec une valeur de 70 à 80°. Les couches, localement plissées, sont affectées de petites failles d'un faible rejet (de l'ordre de 1 à 2 mètres).

Le Cénomanien inférieur montre, comme dans toute la région, quelques gisements de roche verte. Il y a, à la fois, phase intrusive et phase extrusive, mêlant filons-couches et coulées. On remarque, ainsi, un métamorphisme des deux épontes ou seulement du mur.

En ce qui concerne le Wildflysch, cette zone de brèche polygénique de la base du Cénomanien, *c'est une interprétation sédimentologique et paléogéographique plus que tectonique qui sera nécessaire.*

On termine la série monoclinale par une cinquantaine de mètres de Vraconien. Il faut, à ce propos, signaler *la lacune complète de sédimentation entre l'Aptien supérieur et l'Albien supérieur, lacune générale dans cette région.*

B. — La structure anticlinale ancienne.

Elle est à cœur primaire, comme je l'ai décrite plus haut. Le socle ne doit pas être bien éloigné. Au hasard de l'affleurement des chemins on rencontre des lambeaux de Carbonifère et de Dévonien possible, ainsi que du Permien et du Trias.

Au nord, c'est directement le Vraconien qui vient en contact avec ces terrains anciens, semble-t-il, tandis qu'on y trouve l'Aptien supérieur au sud. La raison en est simple. L'anticlinal, dont la pente est douce vers le sud, est, au contraire, redressé et même déversé vers le nord. Il a été couché dans cette direction au fur et à mesure de l'orogénèse pyrénéenne et l'Aptien supérieur, dans ces conditions, vient se biseauter plus bas sur le flanc nord.

C. — Le synclinal sud.

Succédant à l'Aptien supérieur calcaire, qui affleure le long de la D. 126, on retrouve 90 mètres de Vraconien, avec un pendage de 30 à 40°. On recoupe, ensuite, une épaisse série de Cénomanien schisteux. H. Douville (1930) écrit à ce propos : « Dans tous les cas, l'hypothèse simple faite par L. Carez, d'un seul horizon de schistes et d'un seul calcaire, est manifestement insuffisante et ne permettra pas de tout expliquer. Il existe certainement un horizon schisteux supérieur aux calcaires et il est très nettement différent de celui qui forme la base de la formation crétacée et dont l'âge est Bédoulien. »

Les faciès de cette formation sont essentiellement constitués de marnes et schistes noirs très monotones. Il faut remarquer qu'au voisinage des petits filons de roches éruptives, les pendages deviennent très forts (60 à 85°) et passent parfois au nord sur le flanc nord de la coulée, alors qu'ils sont sud sur le flanc sud.

Le Cénomanien a, dans l'ensemble, un pendage régulier dirigé vers le sud, ce qui laisse à penser que le synclinal doit être assez fortement déversé dans cette direction.

Le cœur du synclinal se situe approximativement au sud du Pont-du-Moulin, dans le Turonien.

On retrouve, sur le flanc sud, la présence de Wildflysch, surtout développé à proximité d'Arthez-d'Asson. Les couches semblent alors plus redressées (50 à 60°).

II. — LA REGION ENTRE NAY ET REBENACQ.

(Voir coupes I et II.)

Nous allons pouvoir suivre, jusqu'au pic de Rébénacq, le monoclinal nord, le cœur anticlinal et le synclinal sud, que nous venons d'observer dans la coupe de Nay à Arthez-d'Asson.

J'ai détaillé chacune de ces entités au point de vue stratigraphique et donné mon opinion sur l'aspect structural de ces trois ensembles. Je ne reprendrai, ici, que des généralités, pour exposer mon point de vue sur la tectonique de cette région.

1. — Monoclinal nord.

L'ensemble des couches, depuis la coupe de Nay jusqu'au Beez, sont orientées O.-S.-O.—E.-N.-E., avec des valeurs d'abord sud 30 à 40°, devenant nord dans le Campanien-Maestrichtien. C'est au Santonien et Campanien inférieur que l'on trouve les pendages les plus redressés qui annoncent le changement d'orientation des couches. Ce brusque balancement s'explique par la présence d'un repli dans le Campanien. J'ai déjà remarqué celui-ci à l'aplomb de la colline de l'ermitage (voir p. 196).

Après la vallée du Beez, la direction générale subit également une variation et devient O.-N.-O. - E.-S.-E., montant progressivement vers le nord. Plus à l'ouest, la vallée du Gest où se jettent le Herran et le ruisseau de Lasbarthes, montre un nouveau changement de toutes les couches qui repartent vers l'O.S.O.—E.N.E., avant de remonter encore vers le nord et finalement venir se biseauter et se décrocher, dans un jeu de failles qui paraît exister en avant du pic de Rébénacq. Ce feston constitué par les divers étages du Flysch est bien dans le style de cette formation particulièrement plastique, présentant des plissottements du matériel à toutes les échelles.

C'est pour cette raison que j'ai fréquemment évité de tracer un accident cassant, quand une variation brusque de pendage se présente. Les lits semblent plutôt s'amincir ou se dilater très rapidement, s'arrondir ou s'incurver, plutôt que se décrocher et se briser. Je ne présume nullement de l'état dans lequel se trouve le substratum. Je décris uniquement la couverture crétacée supérieure, qui semble avoir envahi et masqué d'un voile souple, un pays structuré dont elle a épousé plus ou moins la forme générale, le plus souvent d'une façon dysharmonique.

Le Cénomanien du monoclinal nord est transgressif sur le front nord-pyrénéen (Cénomanien sur Permo-Trias par exemple, au sud de la ferme Arriupeyrous ou sur Keuper à la ferme Vignalet). Il vient se mouler sur une ride à tracé irrégulier. Les mouvements tectoniques successifs ont, peu à peu, déversé la structure anticlinale ancienne vers le nord, ce qui a eu pour effet de tronquer la partie inférieure du Cénomanien, à l'affleurement. Le Wildflysch se trouve ainsi sous le déversement, de même que les marnes noires à septarias, quand elles existent, car le Cénomanien vient souvent directement au contact de l'Aptien supérieur (N.-O. de Lys par exemple). Cette disparition du Cénomanien inférieur en surface explique sans doute la rareté des roches éruptives dans cette région. On sait qu'elles sont, en effet, plus particulièrement localisées dans cette partie de l'étage.

Bien qu'il constitue toujours une puissante série, j'ai déjà constaté la diminution d'épaisseur du Cénomanien en allant de l'est vers l'ouest. Le Turonien aurait tendance à montrer une sorte de boudinage d'ensemble. Ses variations de puissance sont rapides et vont du simple au double entre Nay et Lys, pour se réduire à nouveau en arrivant sur la faille, à l'ouest de Rébénacq.

Le Coniacien présenterait un phénomène de variabilité équivalente. Ses passées siliceuses ont cependant été moins aisément déblayées par l'érosion et constituent le substratum de quelques collines, comme celles qui dominent le village de Rébénacq. Toutefois, plus calcaire que l'étage précédent, il peut être le lieu de circulation karstique (exemple : résurgence du Luz), de même que le Santonien avec le niveau « calcaire à Orbitoïdes » (dolines dans le voisinage de la carrière Pallice). Ce dernier repère, qui se retrouve occasionnellement, doit se présenter en lentilles et non en couches continues. C'est pour cette raison qu'il ne forme, sur la rive droite du ruisseau de Préchacq, qu'un petit bombement anticlinal est-ouest, isolé au sommet d'une colline, et qu'il disparaît complètement à la traversée de la vallée du Neez. On peut, sans doute, considérer ces noyaux de calcaire épicontinental, comme très localisés dans la mer du Flysch où ne régnaient pas souvent les conditions nécessaires à l'implantation de ces sédiments carbonatés zoogènes.

Une variation brusque des directions existe dans le lit du Soust, au niveau de ce Santonien. Il passe très rapidement de O.-N.-O.—E.-S.-E. à E.-N.-E.—O.-S.-O., avec des valeurs de pendage de 80-85° qui, sud au pont d'Aurouch, deviennent nord à la hauteur de la ferme Priou. C'est un de mes arguments pour placer, à cet endroit, une très importante faille d'orientation armoricaine, venant du nord et se continuant vers l'est du pic de Rébénacq. Un deuxième argument est la présence de *Globotruncana calcarata* CUSHMAN, à deux reprises dans le Campanien de la coupe de Gan-Rébénacq (voir p. 97). J'en ai conclu que la zone qui s'étend entre les km 4,650 et 5,1, est faillée et probablement affectée de petits décrochements. Enfin, la prospection géophysique a permis de placer au nord, sur les cartes sismiques, un accident dont le prolongement pourrait emprunter la vallée du Neez. Ces trois jalons semblent se compléter assez bien, pour essayer d'en traduire le résultat sur les cartes géologiques. Je pense, d'ailleurs, qu'il s'agit plus probablement d'un jeu de décrochements successifs, dans la zone que j'indique, que d'une faille unique. C'est dans cette optique que je place une autre fracture, issue du pic de Rébénacq et se dirigeant avec une orientation analogue à la précédente, sous l'épandage d'« argiles à galets » et d'éboulis, qui masque, à cet endroit, le pays du Flysch. Cette faille semble se justifier par le changement de direction des couches de part et d'autre : de N.-O. - S.-E., elles deviennent E.-O. et S.-O. - N.-E., de même que par la réduction d'épaisseur de tous les étages du Cénomanien au Santonien, dont les couches viennent converger et presque se pincer à l'O.-N.-O. de la ferme Bernis, à l'ouest de la R.N. 134 bis. C'est précisément là qu'affleure un peu d'argile rouge triasique, qui peut avoir été ramenée à la surface à la faveur de cet accident. Ce gisement, il est vrai, vient au jour, à proximité de la structure anticlinale de Rébénacq où le Trias pointe assez fréquemment, comme s'il se trouvait très proche en profondeur.

Le Maestrichtien montre les mêmes variations d'épaisseur que les étages précédents. Il paraît également se réduire en allant vers l'ouest.

Dans une coupe schématique S.-S.-O.—N.-N.-E. passant par le sondage de Bourdettes 1 (voir *fig.* 63), J. LABOURGUIGNE (1961) indique le décrochement

orienté O.-N.-O. - E.-S.-E., contemporain de la sédimentation, qui a été reconnu par la méthode de sismique réflexion et dont le sondage, situé sur le panneau monoclinal à plongement vers le nord, à la sortie de Nay, précise la trace.

le nord. Il montre, latéralement, un substratum calovo-oxfordien.

Dans un déplacement vers l'est, j'ai déjà mentionné l'existence de pointements de Keuper, Permo-Trias et même Primaire. Le Cénomanien flysch, avec peut-

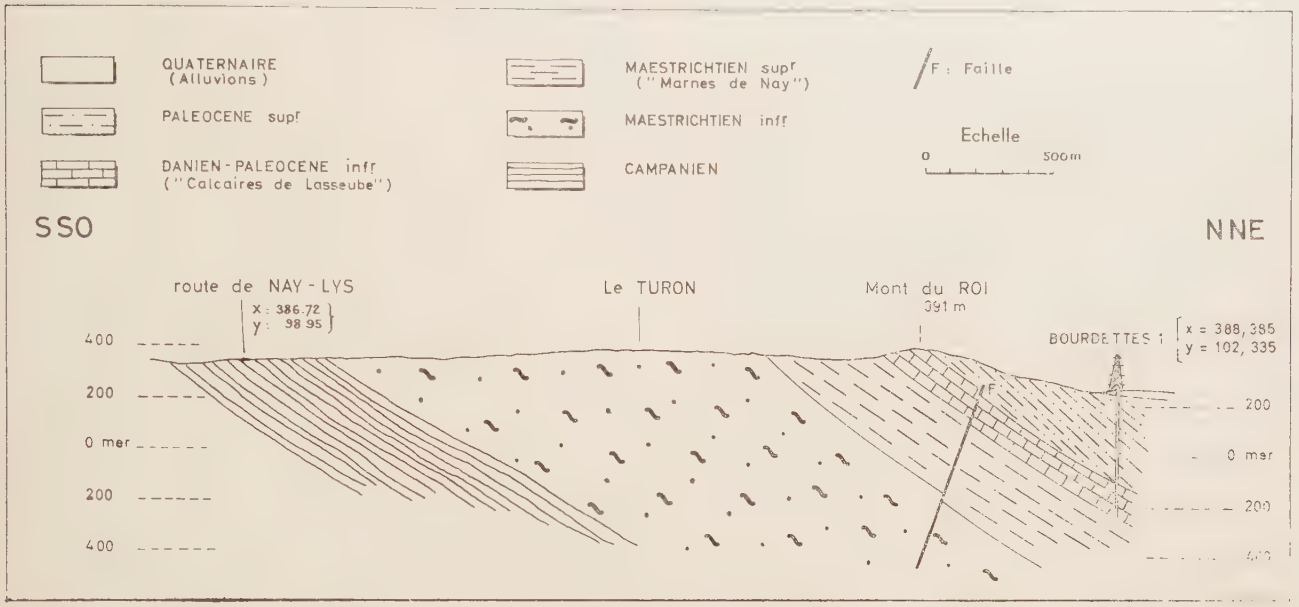


FIG. 63. — *Coupe schématique passant par le sondage de Bourdettes 1* (extraite de la Thèse 3e cycle de J. LABOURGUIGNE et légèrement modifiée).

A l'autre extrémité de la région, le forage Abadie Core Drill 1 (Ab.C.D.1) (voir p. 91) était implanté à peu près sur la jonction de cette faille synsédimentaire E.-O., avec le jeu de failles armoricaines que je suivais précédemment. Il s'agissait, avec ce sondage, d'éclairer le problème de la mise en place du Trias de Lasseube, dont la compréhension est nécessaire, pour l'interprétation géologique de toute la région (voir p. 202). Bien que la première faille passe au nord du sondage et la seconde immédiatement à l'est, celui-ci fut arrêté à 784 m. sans avoir recoupé aucun accident. On peut toutefois en déduire que la faille E.-O. aurait une pente minimum de 60°.

2. — LE FRONT NORD-PYRÉNÉEN, RIDE ANTICLINALE ANCIENNE.

J'ai suivi le front nord-pyrénéen depuis le pont Latapie (coupe Nay-Arthez-d'Asson) jusqu'à Rébénacq (voir p. 99). Cette ride, qui semble s'ennoyer vers l'ouest, a une direction générale E.-O., mises à part les diverses indentations décrites. Elle s'infléchit légèrement vers le nord, aux approches du pic de Rébénacq. Celui-ci, constitué par la couverture aptienne d'un anticlinal très fracturé, est déversé vers

être un peu d'Albien supérieur, est transgressif sur tout cet ensemble.

J'ai, jusqu'à maintenant, utilisé le terme « ride ». Ceci m'amène tout naturellement à le définir et à montrer la différence avec le terme « cordillère », d'un emploi plus habituel. Je vais expliquer mon choix et reprendre l'interprétation de la formation bréchique.

La tendance est de considérer la cordillère comme le siège d'une activité tectonique, affectant un point particulier d'un géosynclinal, sur une certaine longueur, pendant un temps variable.

J. DEBELMAS (1957), qui a fait quelques remarques sur la conception actuelle de ce terme, rappelle que « cordillère » vient de l'espagnol *cordillera*, qui signifie chaîne de montagnes. Par extension, ce nom fut appliqué à des guirlandes d'îles alignées, disposition qui impliquait des directions orogéniques et permettait de considérer de tels ensembles géographiques comme des chaînes de montagnes en voie de formation. E. ARGAND, en 1916, appliqua ce mot à certains secteurs de la chaîne alpine, entre autres à ce que E. HAUG (1909) venait d'appeler le géanticlinal briançonnais, c'est-à-dire une zone de hauts fonds, partiel-

lement émergés en « guirlandes étroites d'îles », dans le Lias.

Dans la conception de E. ARGAND, comme dans celles de M. GIGNOUX (1950) et de L. MORET (1955), la cordillère est d'abord un relief sous-marin, orogéniquement actif, ce qui se traduit principalement par l'existence de brèches d'écroulement sous-marines plus ou moins intriquées avec des sédiments pélagiques ou détritiques. De plus, son évolution s'étend sur une très longue période de l'histoire de la chaîne. Apparue dès la phase de préparation sédimentaire, elle en commandera directement les détails de structure; ils ne seront que l'expression plus accusée de certains de ses caractères.

Pour E. ARGAND et M. GIGNOUX, un autre trait propre aux cordillères est qu'elles sont le siège de mouvements tangentiels précoces, responsables d'une asymétrie de structure de ces entités (front escarpé, dos en pente plus faible).

J. DEBELMAS (1957) observe que la distinction est difficile entre le haut-fond, relief sous-marin inerte et la cordillère active. La présence de brèches grossières avec, éventuellement, pans de falaises glissés, est un indice, mais non une preuve absolue. En plus de l'activité tectonique de ce relief, un autre caractère de la cordillère est d'être allongée dans le sens de la future chaîne, ce qui implique une relation avec la tectonique profonde de celle-ci.

Selon J. TERCIER (1947), « Les vraies cordillères sont contemporaines des paroxysmes ». Or, il est certain que l'existence d'un premier mouvement pyrénéen a depuis longtemps été mis en évidence vers la fin de l'Albien.

« Tous les géologues pyrénéens ont insisté sur l'importance, dans la formation de la chaîne pyrénéenne, d'une phase dite « anté-cénomanienne », se traduisant par une discordance nette entre le Cénomanien et les séries antérieures, la formation de cordillères et d'avant-fosses, le démantellement de ces cordillères et l'accumulation locale de brèches et de conglomérats, à la base du Flysch Crétacé supérieur » (J. DUPOUY-CAMET, 1952, p. 252).

Toutefois, après cet exposé des diverses acceptions des termes haut-fond et cordillère, afin de ne pas trancher un problème actuellement insoluble, je propose une troisième solution moins définitive dans ses attributions..

J. AUBOUIN (1962), dans ses propos sur les géosynclinaux, signale que ceux-ci sont composés d'un ensemble de *rides* et de *sillons*. Pour lui, et *je le suivrai dans cette voie*, les rides sont des hauts-fonds allongés qui séparent les sillons. Rides et sillons sont des unités paléogéographiques élémentaires, dont l'individualisation ne fait appel qu'à des *mouvements épirogéniques*, à l'exclusion de mouvements tectoniques ou orogéniques caractérisés.

On a aussi utilisé cordillère comme synonyme de ride. Mais nous avons vu que la notion de cordillère, implique celle de tectonique embryonnaire (HAUG-ARGAND). Cette théorie plausible, mais jamais prouvée, ne semble plus soutenable actuellement. J. AUBOUIN arrive, également, à la conclusion que ce principe semble erroné. « Il devient chaque jour plus clair que l'individualisation des rides n'a aucun rapport avec la tectonique embryonnaire et qu'elle est due à des mouvements d'une toute autre signification » (1961).

Il semble que la génèse du Flysch et du Wildflysch s'explique par *la mobilité d'une pente et la continuité dans le temps d'une tectonique sédimentaire tensionnelle.* On peut concevoir des *forces uniquement gravitationnelles, de durée très longue,* s'appliquant sur cette déclivité. Un jeu de failles de tension, causant des déplacements différentiels verticaux de grande intensité, peut faciliter la *montée « diapirique » du magma simatique, expliquant les épanchements de roches éruptives, de même que causer la formation du Wildflysch, par glissements et éboulements sur la pente.* Il s'ajoute, à ceci, *le développement de « microbrèches de flanc », sur les côtés des sillons,* dues à l'entraînement des sédiments caractéristiques des rides par des courants du type « courant de turbidité » par exemple. *Le Wildflysch succède toujours à un mouvement orogénique, bien que ce soit un résultat de tectonique sédimentaire; par ailleurs il précède une transgression.* Il a comblé la pente et a été scellé par la sédimentation ultérieure.

Pour tenter d'expliquer l'origine de ces brèches polymorphes, il faut, en fait, concevoir un processus de formation qui ait pu favoriser l'arrachement et le dépôt sur place ou très éloigné de roches aussi diverses, d'usures et de tailles différentes. Elles ont depuis longtemps intrigué de nombreux auteurs.

L. BERTRAND et P. VIENNOT, les interprétaient comme des mylonites, conception qui fut discutée par L. CAREZ, FOURNIER et J. de LAPPARENT. Ce dernier, dans son étude sur le Crétacé supérieur d'Hendaye (1918) développe la notion de haut-fond, seule hypothèse admissible selon J. KIROINE (1951). P. LAMARE parle également de haut-fond ou, peut-être même, d'îlots aux rivages abrupts qui auraient donné naissance aux brèches interstratifiées.

D. SCHNEEGANS et MICHEL, devant l'irrégularité avec laquelle cette brèche a été rencontrée en sondages, montrent qu'il doit s'agir de matériaux arrachés au relief préexistant et entassés sur place, en comblant les irrégularités de la topographie pré-cénomanienne. Ils précisent que, pendant le Cénomanien, la zone primaire axiale a déjà dû être individualisée et a alimenté la mer du Flysch en matériaux détritiques. Le front nord-pyrénéen formant alors une « cordillère » frontale, sur laquelle les brèches cénomaniennes recouvraient, en discordance, les terrains antérieurs ravinés, tandis que, dans les

fosses intermédiaires, une continuité de sédimentation existait de l'Albien au Cénomanien.

L'origine de ces matériaux détritiques est certes un problème qui demeure hypothétique. J. KIKOINE (1951) verrait la source de ces brèches dans un relief ayant échappé à la pénéplanation et formé un îlot dans la mer infracrétacée. Cet îlot fut ensuite recouvert et démantelé par la mer du Crétacé supérieur, dont la transgression a été beaucoup plus accusée. Ce n'est pas l'opinion de J. TERCIER (1947), qui écrit : « Les brèches et les poudingues du Flysch sont, en fait, moins la résultante d'une submersion par une mer qui s'avance sur un substratum précédemment exondé que de l'émersion de cordillères et de nouveaux reliefs, dans une mer plus ou moins profonde. »

Y. GUBLER et D. SCHNEEGANS (1947) voient, dans ces brèches, la preuve d'une surrection : « Aux affaissements qui prédominent au Crétacé inférieur se substituent, au Crétacé supérieur, des soulèvements de nature orogénique. La dorsale monte et sa démolition progressive alimente de matériaux détritiques les géosynclinaux bordiers. Les compartiments faillés, précédemment immergés dans les fosses, s'érigent en chapelets de cordillères, le long des accidents longitudinaux, amorcés au cours de l'épirogénèse précédente. »

A la même époque, J. CUVILLIER et J. DUPOUY-CAMET (1947) soulignent les mouvements tectoniques anté-cénomaniens, première phase tectonique majeure dans l'avant-pays pyrénéen, en Aquitaine.

Les diverses opinions convergent donc vers une même conclusion, à savoir que les dépôts du faciès flysch furent marqués *par la première phase importante des mouvements pyrénéens.* Alors que les *directions des structures* étaient, antérieurement, surtout hercyniennes ou varisques, elles *deviennent principalement est-ouest à partir du Crétacé supérieur. Le front nord-pyrénéen formait alors une ride frontale, sur laquelle les brèches vinrent recouvrir, en discordance, les terrains antérieurs ravinés, tandis que, dans les sillons intermédiaires, une continuité de sédimentation existait de l'Albien au Cénomanien.*

La discordance cénomanienne est considérée comme un fait certain et très général depuis J. ROUSSEL (1893), L. CAREZ (1903-1909) et M. CASTÉRAS (1933). Par contre, Y. GUBLER (1946) observant que des niveaux bréchiques se développent à n'importe quel endroit du Cénomanien, sans être localisés à la base de cet étage, pensait qu'il y avait continuité de sédimentation entre l'Albien et le Cénomanien. Pour expliquer cette même observation, M. CASTÉRAS (1933) écrivait : « L'existence, dans la masse du Cénomanien de plusieurs niveaux superposés de conglomérats, témoigne des nombreux remaniements du fond marin. »

3. — LA ZONE SYNCLINALE SUD.

C'est le pays « schistes noirs » qui s'étend au sud de la ride nord-pyrénéenne. Ce synclinorium est essentiellement constitué de sédiments cénomaniens, qui peuvent sans doute monter localement jusqu'au Turonien. D'autre part, je verrais une auréole d'Albien supérieur, sous un faciès schisteux analogue, ceinturant la structure anticlinale de Rébénacq et descendant en droite ligne vers Sévignacq-Meyracq. Les directions des couches, N.-S. à cet endroit, sembleraient donner confirmation à cette façon d'interpréter les faits. Les divers gisements de roches éruptives (« épisyénite » ?), au nord de l'anticlinal, indiqueraient aussi la limite Albien-Cénomanien.

Le Turon-de-Lurs (cote 542), dont le sommet est recouvert par les argiles à galets, pourrait bien représenter un petit synclinal perché au milieu des schistes noirs. Une faille, que le changement de direction des couches semble indiquer, en décrocherait le flanc est. L'axe du synclinal principal serait à peu près parallèle à la ride nord-pyrénéenne, pour s'infléchir vers le nord aux approches de Rébénacq.

Les deux synclinaux sont séparés par la trace de la grande faille que j'ai mise en évidence dans le monoclinal nord. Elle semble s'enfiler sous le remplissage d'argiles à galets, presque nord-sud, qui constitue les hauteurs de Spieute (432), des cotes 473 et 463, et qui suit la route D. 287. L'extrémité sud de cet accident est marquée par les affleurements triasiques et infra-Liasiques des environs de la Plastrère et de Ferranet (voir p. 102).

La sédimentation schisteuse, dont on peut penser que l'épaisseur est faible, a dû venir balayer et recouvrir un pays triasique. Cela permet d'expliquer les pointements de Trias éparpillés en dehors de la ride, ainsi que les lames d'argiles versicolores ou de gypse, intercalées et remaniées dans les lits cénomaniens.

III. — LE MONOCLINAL ENTRE BELAIR ET LASSEUBE.

(Voir partie nord des coupes III et IV.)

La région monoclinale se continue, en larges bandes de terrains crétacés supérieurs, depuis la coupe de Gan-Rébénacq à l'est où nous étions arrêté ci-dessus. Je remarquerai, toutefois, que l'ensemble des pendages, dirigé précédemment vers le nord, est maintenant orienté sud. Cette variation du balancement des couches doit être à l'origine des fractures que j'ai mises en évidence. On a, dans la région Rébénacq-Bélair-Lasseube, une zone de faiblesse évidente qui date de l'anté-cénomanien et a déterminé un pincement et cisaillement des couches du Crétacé supérieur sur le substratum jurassique ou triasique, arrangé en synclinal à cœur Kimméridgien.

J'en arrive à un essai d'explication de la structure de Lasseube, afin d'éclairer la tectonique de cette région.

Déjà, en 1890, J. SEUNES signalait le Trias de Lasseube. Le gypse était exploité derrière le cimetière. Les argiles irisées gypseuses étaient, d'après ses observations, traversées par un pointement de diabase ophitique. Ses conclusions structurales sont d'autant plus intéressantes à noter qu'il avait, de cette région, une interprétation raisonnable, s'appuyant sur des observations détaillées et pertinentes.

Entre Rébénacq et Lasseube-Gan, les assises crétacées sont, écrit-il, tourmentées, disloquées et traversées, un peu au nord de l'anticlinal de Rébénacq, par des roches éruptives récentes qui ont déterminé, sur les strates du Flysch, des phénomènes métamorphiques. L'allure régulière des couches, entre Gan et Rébénacq, est évidemment le résultat de plissements aigus, déjetés vers le sud. C'est à cette série de phénomènes qu'appartient la bande des argiles bariolées de Lasseube, sensiblement dirigée E.-S.-E. - O.-N.-O., comme celle de Rébénacq. Cette bande occupe l'axe d'un pli anticlinal dont on trouve la première manifestation dans la dislocation des couches éocènes. Aux environs de Lasseube, le pli-faille acquiert son maximum de dislocation : l'axe du pli est occupé par la bande étroite des argiles bariolées et gypsifères de Lasseube, visible à mi-chemin de Gan à Lasseube, jusqu'à un kilomètre environ à l'ouest de ce village. Cette bande est jalonnée par des pointements de roches éruptives traversant les argiles bariolées ;le premier, situé à 5 kilomètres de Gan, est formé par une diabase ophitique (?) entièrement décomposée, le deuxième, à un kilomètre à l'est de Lasseube, n'est visible qu'après le nettoyage du fossé et de la route (côté gauche en allant du gave à Lasseube) ; le troisième se rencontre à l'ouest du cimetière de Lasseube, la roche est une diabase ophitique. L'anticlinal de Lasseube se perd à l'ouest du cimetière, sous les alluvions anciennes. Le bombement de Sainte-Suzanne-Orthez paraîtrait en être la continuation.

De 1907 à 1931, H. DOUVILLE a publié, soit seul, soit en collaboration avec P.W. STUART-MENTEATH, puis avec O'GORMAN, un certain nombre d'articles surtout consacrés à la stratigraphie de l'Eocène, mais aussi au Trias de Lasseube. Il est amené, en 1926, à distinguer de part et d'autre de la bande triasique et ophitique de Lasseube, fonctionnant comme une ride saillante, deux pays crétacés déposés dans des zones de « sédimentation » différentes.

Dans ses notes ultérieures (1930-1931), H. DOUVILLE admet que le Trias, associé à des roches éruptives du groupe des syénites néphéliniques, a été ramené tectoniquement à la surface. Le long d'un filon de théralite, les argiles bariolées se sont injectées. Remontant au travers du Crétacé, elles auraient entraîné la masse du filon, en même temps que des témoins des roches encaissantes, dolomie jurassique au nord, calcaire noir aptien au sud. Le Trias de Lasseube serait venu au jour grâce à un accident correspondant en profondeur à celui du pic de Rébénacq, celui-ci s'étant manifesté de façon plus énergique.

P. VIENNOT (1924) présente le pic de Rébénacq comme un lambeau de recouvrement de terrains aptiens et plus anciens, jurassiques en particulier, flottant sur les schistes noirs de l'Aptien supérieur et de l'Albien. Le Trias de Lasseube aurait la même origine, reposant sur la tranche des terrains éocènes.

Cette hypothèse semble difficile à admettre, ne serait-ce que par la position topographique de ce Trias, plus basse que les terrains environnants.

Y. GUBLER et R. POMEYROL (1946) énoncent des conclusions bien différentes. Pour ces auteurs, l'accident Lasseube-Gan apparaît comme un accident profond tardif, un front avancé du socle pyrénéen, pénétrant verticalement dans sa couverture crétacée et éocène. Aux points où la poussée verticale a été la plus violente, l'ophite est montée, traînant avec elle des éléments de sa couverture. Trias, Lias, et des dolomies qui affleurent, subverticales, dans la carrière Houreu, que H. DOUVILLE attribuait à l'Aptien et dont R. POMEYROL pense qu'elles sont jurassiques.

J'ai également fait quelques recherches dans cette carrière Houreu, à l'est de Lasseube (x = 373,100 et y = 106,490).

J'ai vu des bancs alignés d'un calcaire dolomitique sombre, parfois très fracturé, le plus souvent ferrugineux. La roche est légèrement caverneuse par endroits, et d'aspect plus ou moins conglomératique. Les directions des couches sont orientées est-ouest et le pendage nord a une valeur de 75° à subvertical. Il est même déversé dans la partie sud de la carrière, proche de l'entrée, où se rencontre un niveau localisé de schistes argileux noirâtres pyriteux. C'est, probablement, dans ces lits que J. HENRY (communication orale) a trouvé des restes de Bélemnites, qu'il attribue au Toarcien (?).

Les échantillons que j'ai prélevés (RD. 650 à 660), dans la roche qui constitue la majeure partie de l'affleurement, montrent un calcaire dolomitique microcristallin, à grain fin, un peu ferrugineux (pyrite et oxyde de fer), avec des passées vacuolaires, à petites oolithes floues. J'y ai trouvé de rares restes de Mollusques (Lamellibranches et Gastéropodes), d'Ostracodes, des coprolithes de Crustacés (Favreina sp.) et des débris d'Echinodermes (Diademopsis [?]). Je rapporterais volontiers ces microfaciès à l'Hettangien.

Quelques mètres plus bas, sur le bord du chemin, se remarque de l'argile rouge triasique. Un petit sondage (Las. Fg. 1), implanté à proximité de cette carrière (x = 373,130 et y = 106,530), n'est pas sorti des argiles versicolores du Keuper, jusqu'à la profondeur de 153 mètres où il a été arrêté.

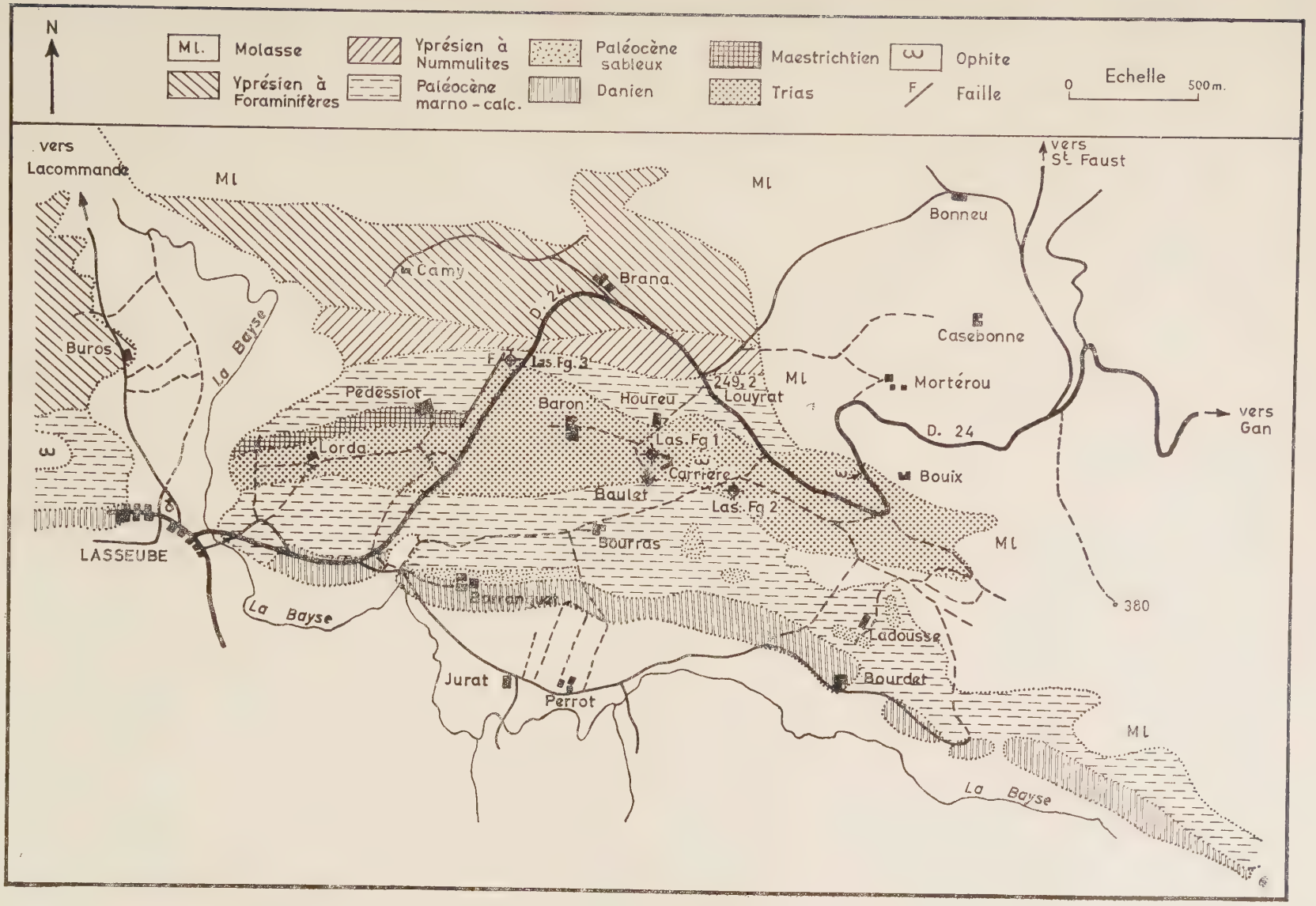


FIG. 64. — *Carte géologique des environs de Lasseube, avec emplacements des sondages Failing* (voir page 204), (contours géologiques de la carte de A. DEBOURLE).

Au sommet de la colline (cote 273), qui surgit au voisinage (x = 372,940 et y = 106,500), une petite excavation fournit des miches indurées de « théralite » altérée où se reconnaissent encore les grandes baguettes de hornblende (RD. 661).

Y. Gubler et R. Pomeyrol concluent leur étude de cette région sud de Pau par cette observation : « Tout se passe comme si la couverture de Flysch du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur était resserrée par le jeu combiné de deux blocs de fond, au sud l'accident de Rébénacq déversé sur les termes écrasés plus récents de sa couverture, au nord l'accident de Lasseube-Gan, lequel, en soulevant cette couverture, aurait déterminé un plissottement à déversement S. de celle-ci. »

A. Debourle, géologue à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, étudia l'accident triasique et la région de Gan, entre 1952 et 1958. Dans son rapport sur ce sujet (R.G. n° 138, S.N.P.A.), il assimile Lasseube à l'ensemble des accidents secondaires qui se situent en avant du front pyrénéen, auxquels il se rattache par la venue de Trias qui l'accompagne. D'orientation pyrénéenne, celui-ci se trouve pratiquement à la limite du Crétacé et du Tertiaire, ce dernier affaissé par rapport au premier. L'injection du Trias a giclé, à travers sa couverture, pour venir au jour former des boursouflures irrégulières, alignées suivant la direction générale de la cassure. En effet, une faille de direction E.-O. jalonne l'accident au nord. Dans le compartiment nord, les couches sont vraisemblablement en position normale, à pendages nord faibles, pouvant se relever au contact de la faille. Au sud, un synclinal se pince entre le Trias et le Flysch, relativement large à l'est, il est plus étroit vers l'ouest où il se double d'un repli anticlinal, conséquence de l'ennoyage du Trias.

En 1962, J. Henry, géologue à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine, proposa de nouvelles explications de cette lame triasique. On sait qu'elle apparaît brutalement au sud de Gan, s'étale au maximum à l'intersection de deux failles (que j'ai déjà signalées), l'une est-ouest d'un rejet de 40 à 50 mètres, l'autre N.-N.-O. - S.-S.-E. d'un rejet variant de 600 à 900 mètres, puis s'effile progressivement pour disparaître vers l'ouest [1].

J. Henry pense que le Trias serait monté, par injection diapirique, le long du grand accident transverse, pour s'infiltrer ensuite latéralement à la manière d'un filon, dans la faille est-ouest, et s'étaler en surface. C'est en quelque sorte, une variante de l'opinion de H. Douville.

Malgré la complexité du mécanisme, la mise en place peut avoir sa source dans l'accident frontal Rébénacq-Bélair. Il faut, alors, concevoir une tectonique d'écoulement déjà anté-cénomanienne, dirigée du sud vers le nord. C'est le résultat de cette hypothèse n° 2, que j'ai schématiquement dessiné : un écoulement triasique synsédimentaire, alimenté de façon continue par la faille nord de Rébénacq (voir *fig.* 65).

Je verrais plutôt, dans l'accident de Lasseube, un haut-fond contemporain et symétrique de la structure de Rébénacq, bien que décroché vers le nord et beaucoup moins compliqué que cette dernière. En quelque sorte, il s'agirait d'un relai du « front nord-pyrénéen ».

L'étalement horizontal du Trias a pu être favorisé par la faille synsédimentaire E.-O. qui, en constituant une sorte de chenal, a permis un épandage plus grand de ce sédiment particulier.

Mais sa montée du fond est probablement due au fait que le substratum triasique n'était pas éloigné en profondeur, comme je l'ai d'ailleurs déjà remarqué dans la région de Rébénacq. Ceci, malgré les resultats des méthodes sismiques qui placeraient le toit du Trias à 7 000 ou 8 000 mètres ; ce qui paraît peu plausible, si l'on examine l'ensemble de cette région.

Les cassures à direction armoricaine ont alors pu intervenir ; cette zone de faiblesse occasionnant une torsion et un changement de balancement des couches du Crétacé supérieur, ne doit pas être sans jouer un grand rôle dans la montée de ces argiles rouges qui, du reste, ne doivent pas avoir besoin d'une poussée très forte pour se déplacer horizontalement et verticalement.

J'arrive ainsi, à un dessin voisin de la première hypothèse de J. Henry. Lasseube a d'abord été une ride triasique. Rappelons que J. Seunes en faisait un pli anticlinal. Puis, les tectoniques crétacées et éocènes ont peu à peu façonné son aspect particulier. Le jeu de failles a favorisé sa montée et son écoulement en surface (voir *fig.* 65).

H. Douville pensait que la roche éruptive avait été ramenée tectoniquement à l'affleurement. La « théralite » semble, dans cette région, contemporaine des sédiments cénomano-turoniens. Le Trias peut donc avoir raboté au passage les couches du Crétacé supérieur. Mais, la roche éruptive a pu aussi, à l'époque de sa mise en place, trouver dans le Trias et dans cette zone déjà fracturée et faible, qui l'accompagnait, la possibilité de s'épancher. Les argiles triasiques, montant peu à peu au cours des dépôts ultérieurs, l'ont entraîné dans leur ascension. Les mêmes explications peuvent s'appliquer aux sédi-

1. Des trois sondages de Lasseube Failing implantés au travers de l'accident triasique, pour essayer d'en préciser l'allure, aucun n'est sorti du Trias (voir *fig.* 64, p. 203) :

Las. Fg 1. (voir plus haut, carrière Houreu) .

Las. Fg. 2 et 2 *bis* (x = 373,430 et y = 106,350) a traversé le Paléocène de 8 à 28 m. Il s'agit probablement d'un remaniement. La sonde s'est arrêtée dans les argiles rouges à 156,40 m.

Las. Fg 3 (x = 372,580 et y = 106,870) a foré 157 m de Trias.

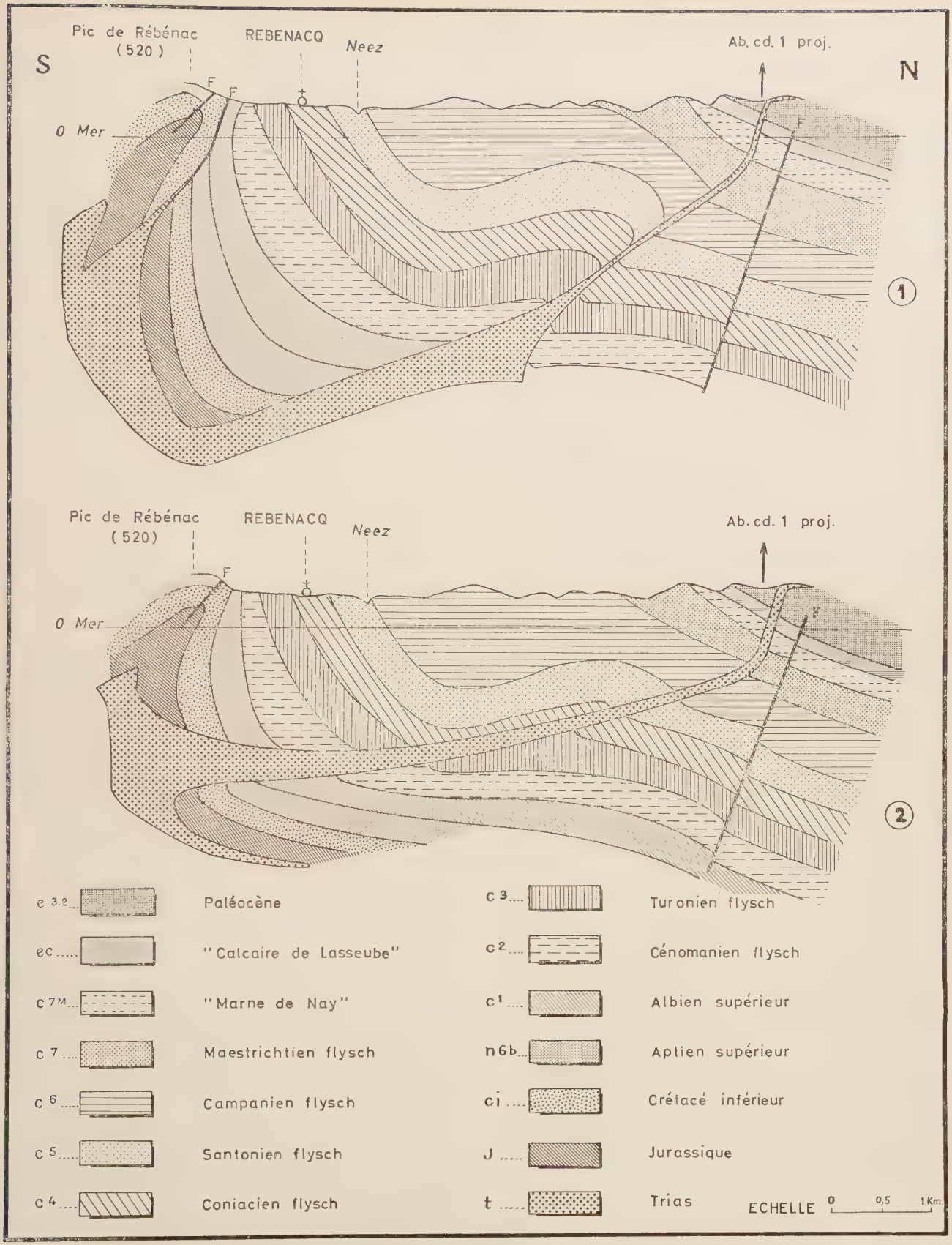


FIG. 65. — *Coupes schématiques passant par le pic de Rébénac et le sondage d'Abadie core drill 1* (Ab.cd. 1) *projeté.*

ments liasiques qui, déposés sur les flancs de la ride triasique, ont pu être postérieurement emportés.

Il ne semble pas que les terrains jurassiques et crétacés inférieurs soient présents, ou bien ils ont été érodés : la structure anté-cénomanienne, étant émergée, a été rabotée jusqu'au Trias ou bien il n'y a pas eu dépôt de ces terrains.

On remarquera l'absence de ces mêmes niveaux sur le front nord-pyrénéen, sauf dans la structure de Rébénacq. Seuls se sont conservés quelques lambeaux, récemment mis en évidence.

A l'ouest de Rébénacq, le cœur anticlinal aigu de Bélair paraît être la suite de la ride nord-pyrénéenne, qui s'ennoie progressivement et ne peut plus être suivie que fort difficilement en surface.

J'ai toutefois, découvert du Kimméridgien à la sortie sud du tunnel de la voie ferrée Oloron-Pau, qui traverse la colline (cote 465,2), un peu à l'est de la ferme Sacaze. Il s'agit d'un calcaire dolomitique à fond microcristallin, à nombreux restes de *Pseudocyclammina virguliana* (KOECHLIN) et des débris probables d'Ostréidés.

La trace de ce calcaire, qui se dolomitise petit à petit, conserve une direction E.-S.-E. et se retrouve à l'ouest de Campagne. Puis, elle s'infléchit brusquement et prend une orientation N.-N.-E. à l'ouest de Prat-de-Coye (gisements découverts par M. VILLANOVA [1]).

Entre Bélair et Ogeu, la recherche du tracé anticlinal s'avère beaucoup plus délicate, par manque d'affleurements.

H. CAPDECOMME a cependant découvert deux pointements possibles de Trias à Infra-Lias dans la zone albienne : l'un, au S.-S.-E. de Médevielle, dans un petit bois, l'autre au N.-O. et N. de Léberat, dans un fossé plein de ronces ; ce qui apporte des arguments supplémentaires en faveur de la proximité du substratum triasique.

Enfin, la dolomie cristalline qui affleure dans un bosquet, 400 mètres au S.-S.-O. de la ferme Layrisse, proche du ruisseau le Poun-Débat, pourrait appartenir à du Callovo-Oxfordien. Ce dernier gisement permettrait de penser que la ride anticlinale se poursuit depuis Bélair, sous l'ancienne terrasse alluviale du gave d'Ossau, avec une direction sensiblement E.-O., correspondant grossièrement à l'ancien tracé fluvial dans cette région.

En effet, le sondage de Bélair 1 (Bel. 1, coordonnées : $x = 373{,}480$ et $y = 99{,}270$, z. sol = 386,10) implanté dans la commune de Buzy a, lui aussi, sous 10 mètres d'argile ocre à galets de roches siliceuses (alluvions fluviatiles), trouvé le Callovo-Oxfordien dolomitique.

Cette dolomie cristalline où s'observent rarement quelques fantômes de gravelles et, vers la base, des restes de Polypiers, a été traversée jusqu'à 1 604 mètres. La sonde a ensuite rencontré un peu de calcaire à microfilaments (Dogger à Toarcien), du Lias moyen (Pliensbachien) de 1 780 à 1 790 mètres, du Lias inférieur (1 790-1 864 m), et de l'Infra-Lias à Trias depuis 1 864 mètres. La série d'évaporites (sel, anhydrite, dolomie) avec des argiles versicolores et des traces de roches éruptives (« théralite » et peut être dolérite), se poursuit enfin sur une grande épaisseur, jusqu'à l'arrêt du forage à 4 572 mètres.

A noter encore la présence de « théralite » dans ce Trias, comme à Lasseube. Ces roches vertes ont très probablement emprunté des fractures du substratum pour monter dans des zones où le manteau sédimentaire était moins épais.

IV. — D'ESTIALESCQ A PRECHACQ.

(Voir partie nord des coupes V à IX.)

Le monoclinal crétacé supérieur disparaît peu à peu, grignoté, au sud par l'ancienne vallée alluviale du gave d'Ossau, puis celle du gave d'Oloron ; au nord par la couverture miocène des poudingues de Jurançon.

Les couches du Santonien-Campanien et du Maestrichtien, d'abord E.-O., s'infléchissent progressivement vers le nord. La direction O.-N.-O. - E.-S.-E. devient prédominante et l'orientation des dalles du Flysch qui, dans la région de Lasseube avaient montré un plongement vers le sud, se rétablit lentement vers le nord. La valeur des pendages est toujours plus faible dans le Maestrichtien où elle voisine entre 20 et 30°, que dans les terrains antérieurs où l'on observe parfois des valeurs de 70 ou 80°.

Le synclinal maestrichtien, disposé comme une langue au sud du petit village d'Estialescq, paraît être une nouvelle manifestation en surface, du repli connu dans le Campanien en profondeur, et déjà mis en évidence dans la région de Nay ; celui-ci, constituant une ride anticlinale à l'aplomb d'Estialescq, laisse, dans mon interprétation, la place pour une cuvette maestrichtienne (voir coupes V, VI, VII).

Le contact anormal, que je trace entre Ledeuix et Préchacq, ne peut être vérifié qu'aux alentours de Préchacq-Josbaig où l'on arrive à peu près à le saisir. Le tracé de la faille, dirigé N.-N.-O. - S.-S.-E., passe surtout dans des terrasses alluviales qui recouvrent le Crétacé supérieur. Ce n'est qu'à l'ouest du pont de Préchacq que l'on a véritablement la proximité évidente du Cénomanien supérieur et du Santonien élevé.

Le but du sondage de Préchacq C.D.I., qui était de vérifier la pente de cet accident, n'a pas été atteint (voir p. 151 pour la stratigraphie de ce forage).

1. Ingénieur géologue à la Société nationale des pétroles d'Aquitaine.

Cette faille, limitant deux pays flyschs, prolonge vers l'ouest le front nord-pyrénéen. Pour cette raison, on peut y voir encore, en profondeur, la présence d'une ride anté-Crétacé supérieur, enfouie sous les sédiments flyschs.

Cette ride aurait été la source du déversement vers le nord de l'ensemble et de la cassure brutale qui jette les uns contre les autres, les terrains du Cénomanien et du Sénonien inférieur. Il paraît plus probable que cet accident est postérieur au Crétacé supérieur et une conséquence des mouvements pyrénéens, contre-coup du gauchissement de toute la région depuis Josbaig jusqu'à Sainte-Suzanne au nord.

La sismique montre une remontée des couches profondes, ce qui donnerait des arguments en faveur de cette solution. De plus, la géophysique verrait tout ce « pays calcaire » affecté par un certain nombre d'accidents de direction grossièrement N.-S. et définissant de vastes compartiments, dont je reparlerai plus loin (voir p. 215).

V. — LE SYNCLINORIUM ARUDY-OLORON-SAINTE-MARIE.

(Voir partie sud des coupes III à VII.)

Cette zone synclinale correspond au « pays schistes noirs » que nous avons déjà parcouru entre Sainte-Colome et Rébénacq, jusqu'à la vallée de l'Ouzom, à l'est.

Nous avons là, bien limité par les vallées des gaves d'Ossau et d'Aspe, un bassin peu profond entre les chaînons calcaires à faciès urgonien et le front nord-pyrénéen qui s'ennoie progressivement dans notre déplacement vers l'ouest.

J'ai constaté, dans cette région, une succession de replis aux anticlinaux aigus et de synclinaux à large envergure.

Le petit anticlinal à cœur aptien supérieur des bains de Saint-Christeau est un exemple de cette brutalité et du peu de développement des plissements. J'aurais tendance à voir, dans le massif éruptif de Pélégria, une autre manifestation du même genre. Ce dernier point se trouve, en plus, à la jonction du synclinal allongé E.-O. de Buzy-Arudy et du synclinal N.-O.-S.-E. de Soeix-Oloron. On peut, probablement, y placer une zone de faiblesse et de fractures ayant favorisé la montée du magma. Pélégria serait ainsi considéré comme point d'émission de la roche volcanique.

Les gisements de Herrère et de la carrière Rébichet seraient d'autres cheminées, placées le long du front anticlinal intensément aigu ?

Le synclinal à cœur turonien qui s'étend parallèlement aux chaînons calcaires nord-pyrénéens d'Eysus-Lurbe à l'ouest, jusqu'aux terrains glaciaires d'Arudy-Bescat à l'est, paraît légèrement déversé vers le nord.

Il est difficile de se faire une idée précise de la direction effective des bancs du Flysch avec les seules valeurs observées en surface. Les affleurements dispersés et l'intensité des plissottements rendent, certes, l'interprétation délicate. Toutefois, si une seule manifestation de direction et pendage n'a pas de signification, de nombreux signes identiques ont une valeur statistique, qui peut sans doute être prise comme indication probable du sens des couches en profondeur.

Entre le bois de Pélégria et Oloron-Sainte-Marie, le gave d'Ossau coule dans un synclinal coniacien allongé N.-O.-S.-E. Très pincé au N.-O. du massif volcanique de Pélégria, ce synclinal s'étale ensuite largement à l'est et à l'ouest. La coupe du ruisseau de Termy montre le développement important du Turonien.

Au nord de Soeix, ce premier synclinal vient se fondre dans celui du gave d'Aspe, qui a également creusé son lit dans du Coniacien. Son flanc ouest est malheureusement masqué par les alluvions du gave. La bande turonienne, qui constitue les collines au S.-E. de Soeix, peut être considérée comme une bosse anticlinale séparant les deux vallées coniaciennes.

Les directions des couches semblent à peu près confirmer cette interprétation. Elles donnent, à l'axe synclinal du gave d'Ossau, un tracé d'abord N.-O. s'infléchissant vers le nord, pour s'incliner de nouveau vers l'ouest. Le synclinal du gave d'Aspe conserve un axe N.-N.-O. - S.-S.-E., tandis que la jonction des deux bassins donne une résultante qui s'incline vers l'ouest et prend une direction N.-O.-S.-E. jusqu'à Oloron.

Les pendages varient énormément, mais les bancs sont le plus souvent assez redressés, entre 50 et 80°. Il faut, cependant, remarquer que ces valeurs sont, d'une façon générale, moins importantes dans le synclinal du gave d'Aspe où les couches peuvent être faiblement pentées (20 à 40°).

Le synclinorium d'Arudy-Oloron-Sainte-Marie vient buter, à l'ouest, sur l'accident N.-S. qui emprunte le tracé de la vallée d'Aspe et sépare cet ensemble synclinal de la région totalement différente que je vais aborder.

B. — LE « PAYS CALCAIRE ».

VI. — DE LA VALLEE D'ASPE AU SAISON.

Le synclinal du Josbaig est un immense ensemble qui occupe toute la partie occidentale du secteur étudié, entre le gave d'Aspe et le Saison.

Son orientation axiale est grossièrement dirigée N.-O. - S.-E., s'infléchissant de plus en plus vers le nord quand on se déplace à l'ouest.

Les vallées du Vert et du Joos le découpent en compartiments ayant chacun une certaine originalité tectonique.

Il se poursuit, au sud, par une nouvelle région synclinale qui représente la continuité du pays « schistes noirs ».

Il en est séparé par une ride anticlinale albienne, puis uniquement cénomanienne dans la zone de Roquiague.

Cette vue synthétique de la tectonique régionale s'éloigne un peu de la suite de replis anticlinaux et synclinaux que crut pouvoir y déceler G. Viers. Il donnait une signification profonde aux plissements qu'il observait dans le Flysch, alors que ceux-ci n'ont, fréquemment, qu'une importance locale et superficielle. Ce style « en accordéon » qu'il a, toutefois, reconnu en certains points, est lié selon lui, à la proximité d'un bombement accusé du socle. Ces plissements sont peut-être, également, dus aux conditions de dépôt de ces sédiments sur une pente (slumping).

A. — Du gave d'Aspe au vert.

(Voir coupe n° VIII.)

L'extrémité orientale du synclinal du Joos est incomplète. Seuls, les terrains du flanc sud ont été conservés, bien qu'ils paraissent décrochés vers le sud par rapport à l'ensemble du Josbaig. Ils sont coincés entre l'accident qui passe par la vallée du gave d'Aspe que je citais ci-dessus et qui doit biseauter le flanc nord sous les alluvions, et la faille qui doit emprunter par Ance-Féas, vers le nord, le tracé du Vert.

L'anticlinal jurassique d'Asasp, qui passe à l'ouest à l'accident primaire du col d'Urdach-col d'Etche, forme un môle rigide qui a obligé les terrains crétacés supérieurs à se redresser violemment et à se plisser à son voisinage. L'épaisseur anormale du Turonien-Coniacien du bois de Bugangue, bois Labaig et bois de Sainte-Marie, s'explique ainsi par ce *rebroussement des couches qui se froncent, s'étirent et cassent parfois, au contact de la structure anticlinale primaire, déjetée vers le N.-N.-E.*

La poussée, rejetant les terrains anté-cénomaniens du col d'Urdach vers le N.-E., a produit ou élargi la fracture limitant la lherzolite du Cénomanien ; la roche éruptive ayant déjà pu s'épancher par cette voie de faiblesse. D'autre part, elle justifie la grande extension du faciès bréchique dans la partie sud de l'ensemble anticlinal. La brèche monumentale est masquée, au nord, par l'avancée légèrement chevauchante du socle.

Constitué par des blocs de toute nature, arrachés au substratum, roulés sur une pente, et amassés presque sur place, ce Wildflysch est une formation grossière où il devient difficile, voire impossible, de faire la part entre l'erratique et ce qui est resté en place. C'est pour cette raison que, renonçant à une vue plus détaillée, j'ai conservé l'appellation C_2B pour tout l'affleurement.

La taille des éléments dépasse parfois l'entendement et laisse perplexe plus d'un observateur de ce phénomène pourtant assez constant dans les Pyrénées et surtout localisé à la limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.

Selon les conclusions de la Géophysique, cette structure anticlinale de direction armoricaine, qui perce à travers le terrain flysch, se continuerait vers le N.-N.-O., par une succession de rides qui se poursuivraient jusqu'à Géronce au nord, et encore au-delà ; elles ont été postérieurement recouvertes par le vaste synclinal crétacé du Josbaig.

En allant vers le N.-O., les terrains primaires et le Wildflysch du massif d'Urdach laissent la place à de l'Albien calcaire argileux et schisteux. Cette mince bande de la formation des « Marnes à spicules » est la seule séparation, en surface, du synclinal du Joos et du synclinal cénomanien sud. Elle vient buter sur la vallée du Vert et ne se retrouve pas immédiatement sur la rive gauche de la rivière. Il faut remonter vers le nord, jusqu'à Féas, pour en observer de nouveau la trace.

Il semble bien que cet étirement des terrains crétacés, de part et d'autre de la vallée du Vert entre Ance et Féas, puisse correspondre à une déchirure profonde, ayant même affecté le socle ? Rappelons, en effet, qu'un forage sismique au Nord de Ance a touché du Trias. Cette faille ne serait qu'une répercussion supplémentaire de l'ensemble des accidents affectant cette région.

B. — Du vert au Joos.

(Voir coupes n° IX et X.)

Entre le Vert et le Joos, la mince bande de sédiments albiens se suit d'Est en Ouest et forme la barrière séparant deux régions synclinales. On y trouve, bien que rarement, un pointement de Trias. J'ai déjà détaillé (voir p. 168) les gisements de Chabalgoïty et de la ferme Claverie. G. Viers (1956, p. 189) signale aussi que du Trias affleure, de façon très visible, dans le lit des ruisseaux qui confluent sous Chinaberry, à l'est de Chabalgoïty.

Cette ride, dont les couches plongent au sud, est légèrement déjetée vers le nord. Elle vient buter sur un nouvel axe transverse, qui décroche encore la trace anticlinale vers le nord.

L'accident triasique du Joos s'explique comme une structure anticlinale ancienne, équivalente de celle d'Urdach et d'orientation analogue. Ce môle d'argile, silt, roches éruptives diverses (ophite, lherzolite), comporte des pointements de terrains primaires, à peine reconnaissables. Il faut donc envisager que

cette remontée du socle a joué fort longtemps un rôle dans la tectonique régionale. Cette ride anticlinale sépare actuellement deux bassins cénomaniens, dont les bancs peu pentés, en général 40 à 50°, viennent reposer sur ses flancs, où se biseautent également les couches de calcaire argileux à spicules de Spongiaires de l'Albien.

Dans son interprétation de l'accident du Joos, G. Viers (1956, p. 191) voyait un noyau diapir de direction transverse. Il est, certes, possible que les argiles triasiques aient glissé postérieurement et se soient légèrement déversées sur leur couverture crétacée. Il ne paraît pas, toutefois, qu'elles aient eu à percer une grosse épaisseur de sédiments pour s'extravaser en surface. Le substratum triasique n'est jamais très éloigné dans tout ce pays Flysch et, dans la région du Joos, il devait être affleurant ou presque, au cours des dépôts crétacés.

Comme l'a déjà observé G. Viers, les rapports du Trias avec l'Albien et le Flysch varient du sud au nord.

La partie méridionale semble symétrique et ne suggère qu'un faible déversement au niveau de l'Albien, dont les couches sont pentées vers le nord, au contact du Trias. Le Flysch du Bugalaran, à pendage nord, concordant sur l'Albien au nord de Lanne, tourne progressivement et, à Manaut, montre des pendages est. Il en est de même sur le flanc ouest, où les couches, d'abord tournées vers le nord et faiblement pentées, forment une falaise au-dessus du Joos (par exemple entre Altabe et Heigobure), puis passent à des pendages ouest de plus en plus redressés jusqu'au-delà du ruisseau de la Madeleine.

Il se peut que la partie septentrionale de l'accident triasique du Joos soit déversée vers l'E.-N.-E. Les deux flancs, qui se pincent peu à peu, ont en effet des pendages E.-N.-E. à peu près concordants et de valeur élevée.

Le Joos coule, actuellement, sur un des bords de la combe et non dans l'axe triasique. G. Viers (1960) nous apprend que le couloir pliocène, dans lequel la rivière s'est enfoncée, coïncide exactement avec les affleurements anté- cénomaniens, le Flysch dominant Albien et Keuper. Comme d'ailleurs les érosions du Quaternaire récent ont laissé la roche verte en saillie après l'avoir décapée et ont déblayé, à l'écart du Joos, les argiles bigarrées.

Le synclinal du bois de Josbaig se montre beaucoup plus redressé sur son bord sud. Les terrains calcaires incompétents du Turonien-Coniacien, intensément plissés, ont fréquemment cassé. Les couches à pendage sud se sont rebroussées au contact de la trace anticlinale. Ce qui explique, comme je le remarquais déjà ci-dessus, l'épaisseur anormale de cet ensemble.

Les cinq grosses collines qui s'alignent de Féas à Moncayolle : Soum de Sabareille (472), Kambillou (660), Ahargou (611), sommet du bois de Chéraute (557), signal de Chéraute (436), sont alignées sur deux masses calcaires turoniennes, constituées de bancs dont l'épaisseur globale atteint 30 à 50 mètres. Ces barres sont visibles, à mi-pente, dans la lande et occasionnent d'étroites arêtes rocheuses, dépassant les sommets herbeux d'une dizaine de mètres. Dans le fond des vallées, on les retrouve parfois, grâce aux carrières ou au hasard des routes et des ruisseaux qui les traversent.

G. Viers (1960), qui découvrit l'existence de ces reliefs, considère cet alignement comme un « hog-back » déversé, à regard N.-E. et morcelé par l'érosion. Ce terme de géomorphologie semble pouvoir s'appliquer avec une certaine justesse ici. Il s'agit, en effet, de crêtes monoclinales formées par des couches très redressées et, de ce fait, presque symétriques. Mais la forme structurale est tellement tronçonnée qu'on la reconnaît avec difficulté dans le paysage.

Le plissement du Coniacien paraît surtout manifeste dans le bois de Bénébitz (voir coupe n° VIII) où l'on passe de pendages sud à proximité du Turonien, à des pendages nord lorsqu'on se rapproche du Santonien. La même ride se poursuit dans le bois de Sainte-Marie où ce changement de balancement des couches s'observe aussi.

Le cœur synclinal n'offre, semble-t-il, aucune complication. Les bancs du Santonien occupent un bassin très largement ouvert et évasé. Les pendages sont faibles, souvent 10 à 20°, de part et d'autre de l'axe synclinal. Celui-ci se suit correctement en surface et se voit nettement dans le talus de la D. 25 au nord de l'Hôpital-Saint-Blaise. Sa trace coïncide avec celle suivie en profondeur par la Géophysique.

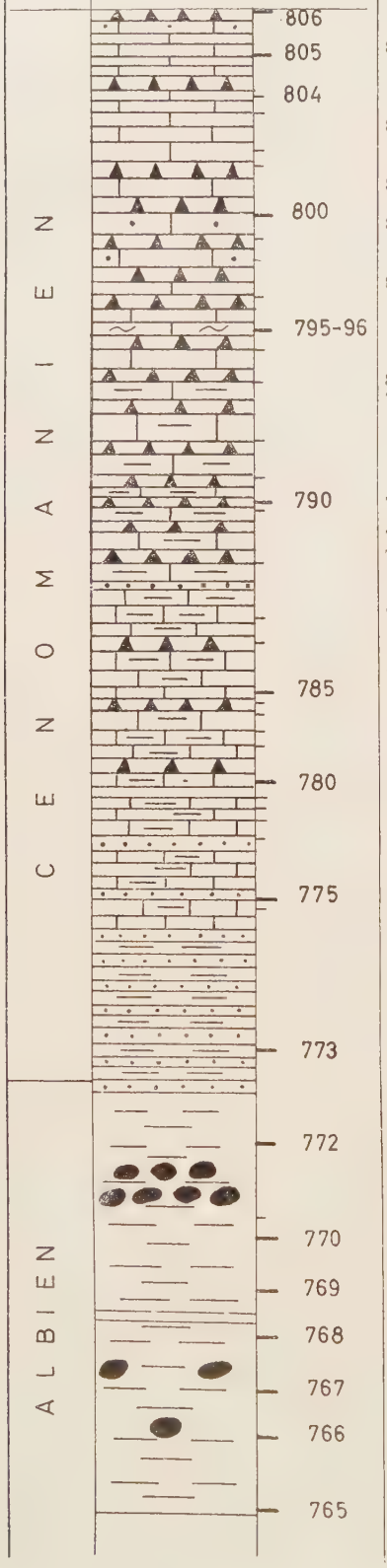
Le flanc nord du synclinal vient buter sur la faille dont on saisit presque la trace au pont de Préchacq.

C. — Du Joos au Saison.

De chaque côté de l'anticlinal que l'on suit en surface à travers le Cénomanien, entre Malobre et la combe de Chéraute, s'étendent deux larges synclinaux.

Au sud, le synclinal cénomanien de Roquiague a peu retenu mon attention et il m'est malaisé de le détailler. Son extension est plus vaste que celui du bois de Gouloume à l'est, mais ils sont également dissymétriques. Les flancs sud de ces synclinaux sont, en effet, beaucoup plus développés que les flancs nord.

Le faciès Wildflysch se retrouve à la base de la série. G. Viers (1956, p. 186) signale des schistes mâclifères primaires dans les galets du poudingue d'Eretçu, à l'est du col de Sustary. P. Viennot (1927) pensait que ce conglomérat de la base du Cénomanien, particulièrement développé au pic d'Eretçu, disparaissait ailleurs par suite d'une « suppression tectonique » ! Il semble plus logique de penser que



Description lithologique	Microfaciès - Microfaune
806 Calcaire gréseux avec grès, épaisseur : 2 m.	Calcaire cryptocristallin, lité, grumeleux, ferrug., micacé, lég. grés. (5-7 % Q. ⩽ 50 μ) à Globigérines, Pithonella, Radiolaires, spicules de Spongiaires.
805 Calcaire beige, grain fin, à petits débris noirs.	Calcaire cryptocristallin grumeleux, lég. ferrug. à Pithonella, r. Radiolaires, spicules de Spongiaires.
804 Brèche polygénique à lydiennes, calcaire dolom.	
802-3 Calcaire schisteux, gris foncé.	Calcaire cryptocristallin ferrug., pyrite, débris ligniteux, Pithonella, Radiolaires, fins spicules de Spongiaires.
801 Microbrèche à nombreux quartz, altération ocre.	Grès à ciment calc. (50-60 % Q. ⩽ 600 μ, anisom., angul. à subarrondis), microbréchique.
	Calcaire cryptocristallin argil., qq. r. Pithonella, qq. gros Radiolaires, spicules de Spongiaires, pyrite, oxyde de fer.
800 Calcaire finement gréseux.	Calcaire cryptocristallin, lég. grés. (3-5 % Q. ⩽ 100 μ), un peu grumeleux, lité, ferrug., petits arénacés, Globigérines, Lagena, Radiolaires, spicules de Spongiaires, r. paillettes de muscovite.
798 Calcaire gris beige, cristallin, banc de 1,50 m avec grès.	
	Brèche à ciment calc. grés., éléments de grès, quartz, calc. crypto à Orbitolines, restes de lydiennes, éléments jusqu'à 3 mm.
795-6 Marne grise à débit schisteux.	
794 Calcaire gris-beige, altération rouille, rubané.	Calcaire cryptocristallin argileux, grumeleux,
793 Brèche polygénique.	ferrugineux, à plages recristallisées, Pithonella, Radiolaires, fins spicules de Spongiaires, oxyde de fer, pyrite, 1 à 2 % de quartz ⩽ 50 μ.
792 Marno-calcaire gris, schisteux, altération gris clair.	Calcaire cryptocristallin, un peu gréseux (1-2 % petits Q.), un peu ferrug., pyrite, fins spicules d'Alcyonaires, Radiolaires, Pithonella.
790 Brèche polygénique (épaisseur 30 cm).	Brèche à ciment calc. argil., ferrug. et gréseux, gros quartz parfois composés, angul. à subangul. (⩽ 2 mm, 10), restes de lydiennes, débris de grès fin à ciment siliceux, schistes noirs, chlorite, restes d'Orbitolines, Echinodermes, Mélobésiées.
789 Calcaire gris se débitant en plaquettes, interstratifié dans les marnes schisteuses.	Calcaire gréseux bréchique (20-25 % Q. ⩽ 1,2 mm angul. à subarrondis), débris schisteux, calcaire grés., calc. crypto. argil. et ferrug., restes de lydiennes, un peu de pyrite, restes de Mollusques, Algues (*Ethelia alba*, Mélobésiées), Bryozoaires, Echinodermes.
787 Marne gris-beige à débit schisteux, finement gréseuse.	
785 Brèche polygénique (schiste, grès, r. éruptive).	Grès à ciment calcaréo-argileux (70-80 % de Q. subanguleux à subarrondis, anisométriques, ⩽ 300 μ).
784 Calcaire cristallin gris, banc de 70 cm.	Calcaire bréchique cryptocristallin, gréseux (20-25 % Q. angul. ⩽ 600 μ, subangul. subarrondis), éléments de grès quartziteux, grès calcaire argileux, quartz composés (1,8 mm), lydiennes, Orbitolines, Verneuilinidés, Textulariidés, Glomospira, Milioles, Radiolaires, Mollusques, Mélobésiées, pyrite.
781 Marne gris foncé et calcaire fin. cristallin en plaquettes.	Calcaire cryptocristallin, argileux, fin. gréseux (5 à 7 % de Q. ⩽ 50 μ), débris ligniteux.
780 Brèche polygénique, éléments de 5 à 20 cm, quartz, schiste, r. éruptive...	Calcaire crypto à microcristallin, grumeleux, lité, ferrugineux, lég. gréseux (5 à 7 % ⩽ 50 μ), t. r. Radiolaires.
776-7 Grès microbréchi que et calcaire à silex.	Calcaire gréseux (40-50 %, quartz anguleux, anisométriques, ⩽ 540 μ), microbréchique, petits restes de lydiennes, débris de Mollusques.
775 Calcaire gris-beige, en petits lits de 10 cm., interbancs marno-schisteux.	Calcaire cryptocristallin, lég. ferrug., très petits Pithonella, r. spicules de Spongiaires, Radiolaires.
	Calcaire gréseux (30 à 40 % Q. ⩽ 600 μ, anguleux), traces de *Rotalipora apenninica Praeglobotruncana stephani*, Globigérines, Verneuilinidés spicules de Spongiaires, pyrite et oxyde de fer.
773 Marne schisteuse, grise, altération ocre, avec banc de grès microbréchique.	
770 Marne gris foncé, schisteuse, avec intercalations de nodules gréseux ou calcaréo-gréseux (septarias), altération ocre.	Calcaire argileux, ferrugineux (pyrite, oxyde de fer), débris ligniteux, légèrement gréseux (3 à 5 % de petits quartz).

FIG. 66. — *Coupe de La Madeleine (795).*

0 50 100 m

cette étroite localisation puisse être en rapport avec la proximité du massif primaire d'Igounce.

D'Eretçu au col de Sustary, les couches du Flysch se redressent face à la chaîne des Pyrénées. G. VIERS (1956) donne une description de cet ensemble synclinal : «... Le col de Sustary correspond à un petit synclinal et, de la Madeleine à la Serra, les strates d'un Flysch calcaréo-gréseux sont horizontales. Elles plongent ensuite lentement au nord (20° en moyenne) avec des faciès plus marneux jusqu'au col de Lopéchipi, au S.-E. de Roquiague. Ce col, comme le précédent, est un axe synclinal. On a là, un Flysch marno-calcaire, très riche en Fucoïdes, qui se relève ensuite de façon continue vers l'anticlinal Joos-Saint-Palais. Cette série, si l'on met à part l'ondulation du col de Sustary, forme une cuvette synclinale relevée sur toute la périphérie... » A titre documentaire je donne (*fig.* 66) la coupe de la Madeleine (795) levée par R. PARIS (thèse 3° cycle, Toulouse, 1964), dont j'ai étudié les échantillons. Il semble bien que le sommet de la colline ne soit plus très éloigné du Cénomanien supérieur.

Le cœur anticlinal de la combe de Chéraute est largement ouvert dans les calcaires schisteux de l'Albien. Il est bordé, au nord, par un Flysch cénomanien calcaire très redressé et souvent vertical. Au sud, les couches flyschs, plus schisteuses dans l'ensemble, sont à pendage modéré O.-S.-O., devenant progressivement sud.

Comme le soulignait déjà G. VIERS (1956), le contraste des deux flancs fait penser à l'existence d'un étirement ou à un contact anormal difficile à localiser. Il est, en fait, la résultante de la poussée générale vers le nord de toute la zone nord-pyrénéenne, que j'ai déjà constatée à maintes reprises, et dont la dissymétrie du synclinal de Roquiague est une preuve supplémentaire.

La répétition de ces faits, qui ne sont pas sans conséquences morphologiques, écrit G. VIERS (1960, p. 429), soutiendrait l'hypothèse d'une mise en place par gravité, en fonction du basculement des blocs profonds vers l'avant-pays en voie d'affaissement. Le basculement qu'entraîne la dissymétrie des anticlinaux à flanc nord raide, faillé ou déversé et à flanc sud régulier, a pu aggraver le serrage des plis d'un côté, tandis qu'ils se distendaient de l'autre.

Quand on passe des schistes albiens au Flysch, on s'aperçoit que les pendages s'atténuent progressivement en montant dans la série stratigraphique. Nulle part on ne décèle de véritable discordance. Les couches paraissent demeurer concordantes, en direction et inclinaison. En dehors d'indications paléogéographiques, on peut supposer qu'à la sédimentation syntectonique, avec discordance peu à peu accrue sur les marges, ont pu s'ajouter des effets de dysharmonie au cours du plissement, les schistes se ployant plus facilement que le Flysch local.

Pour conclure cette étude tectonique, on peut continuer de citer G. VIERS (1960) qui explique clairement les grands traits structuraux. La sédimentation du Flysch « ... s'est accompagnée certainement de phénomènes de glissements par gravité au cours desquels, aux effets du slumping contemporain de la sédimentation, s'est ajoutée la facilité de reploiement des couches, très plastiques du fait de leurs intercalations schisteuses... Si les formes structurales sont rares dans les collines du Flysch, ce n'est pas parce qu'il est *morphologiquement tendre*, mais parce qu'il est *tectoniquement plastique*. Certes, l'indifférence à la structure, habituelle dans le relief du Flysch, tient en partie au manque de contraste de dureté dans la formation et à la relative monotonie sur de grandes épaisseurs. Le seul facteur favorable dans ce domaine : l'interstratification de bancs calcaires massifs a été annihilé sous l'influence de conditions climato-morphologiques très anciennes... Jamais autant que dans les collines du Flysch, les effets des systèmes d'érosion et les données structurales ne sont si étroitement liées. »

CHAPITRE XV

PALEOGEOGRAPHIE

L'aboutissement normal d'une étude géologique régionale est une reconstitution paléogéographique. Toutes les recherches géologiques concourent vers cette interprétation finale. Toutefois, la restitution de la géographie ancienne du pays que j'ai parcouru, *sera certainement incomplète et schématique.* Je ne peux avoir la prétention d'entrer dans des détails précis et je resterai largement dans le domaine des hypothèses.

Comme l'écrit très justement P. RAT (1959, p. 815) : « Les difficultés rencontrées dans l'établissement des cartes paléogéographiques soulignent, une fois de plus, que la clé de la géologie sédimentaire est dans une stratigraphie précise, elle-même liée au progrès d'une paléontologie rigoureuse ». Autrement dit, comme l'a récemment émis P. PRUVOST (1962, p. 88) (Il faut) « ... approfondir notre connaissance du passé en associant intimement les données fournies par l'étude du monde fossile à celle du milieu où il a vécu, c'est-à-dire l'étude des faciès lithologiques où ses débris sont conservés, c'est la biostratigraphie, branche nouvelle de la recherche géologique et pleine de promesses. »

Je vais essayer de saisir l'évolution du Flysch durant le Crétacé supérieur. Comprise entre la chaîne pyrénéenne, socle rigide primaire à Crétacé inférieur au sud, et un pays épicontinental au nord, le dessin de cette zone étroite fait naturellement songer à un sillon tectogène dont l'enfoncement ne paraît pas dû à la subsidence, mais à un mécanisme orogénique. Le tableau que je tracerai de l'aspect particulier de ce problème tentera de dégager ce qui semble actuellement acquis.

Si la « fosse » subsidente du Crétacé supérieur s'est déplacée par rapport à celle de l'Albien par exemple, elle demeure très comparable à elle-même dans un parcours longitudinal. Nous avons vu que la plasticité relative du Flysch a donné lieu à une tectonique particulière. Le sédiment Crétacé supérieur se plisse d'une façon dysharmonique sur son substratum crétacé inférieur ou jurassique. Les synclinaux se développent largement, mais sont déversés vers le Nord, tandis que les anticlinaux sont très aigus.

Il faut enfin remarquer le caractère transgressif de cet ensemble. C'est le Campanien qui affirme ce trait avec le plus de vigueur. Il est suivi d'un mouvement de retrait de la mer qui s'opère d'est en ouest à la fin de cette période.

L'étude des roches, que l'on rencontre dans le Flysch, laisse penser qu'elles ont été déposées en mer peu profonde. Y. GUBLER (1944) conclut que ce sont des « dépôts pour le plus néritiques, coupés d'accidents sublittoraux, qui témoignent de rythmes répétés de descente et de comblement d'une fosse de subsidence périodiquement mobile ».

Je ne crois pas que le problème de la profondeur de ce dépôt soit une question majeure à résoudre. *Il s'agit d'un sédiment marin déposé plus ou moins loin d'un rivage.* Ainsi que le souligne J. AUBOUIN (1962, p. 37, à propos note Ph. MANGIN). « *Le problème de la bathymétrie du Flysch apparaît comme un faux problème.* » Certains Flyschs se sont déposés sous une tranche d'eau misérable, J.-Ph. MANGIN (1962) en donne la preuve avec les traces de pattes d'oiseaux. Mais faut-il étendre cette notion à l'ensemble des faciès schisto-gréseux ? Les matériaux terrigènes, générateurs du Flysch, s'accumulent là où ils arrivent, indifféremment sur des rides ou dans des sillons, mais plus spécialement dans les sillons, parce que ceux-ci, par « effet de barrière en creux » sont des « pièges à sédiments terrigènes » (J. AUBOUIN, 1962).

J.-Ph. MANGIN (1963) voit dans le Flysch un dépôt de type varvaire. Ce mode de sédimentation implique un certain nombre de conditions, parmi lesquelles : l'alternance rythmique des apports, la faible profondeur du milieu aquatique de sédimentation, le calme de ce milieu. Certes, rien ne s'oppose à l'élaboration sous une faible pellicule d'eau des roches du Flysch. Mais de même que les provinces distributrices peuvent changer, les « réceptacles de sédimentation » peuvent avoir des fonds plats ou en pentes.

ALBIEN TERMINAL ET CENOMANIEN

Le dépôt des calcaires argileux à spicules de Spongiaires correspond, pendant l'Albien, à une sédimentation en milieu relativement profond, dans lequel,

en tout cas, ne pouvaient vivre, ni les Orbitolines, ni les autres organismes de la zone néritique ou littorale. Le caractère réducteur du milieu explique en outre la disparition de tout organisme calcaire.

Au nord de Pau, le bassin d'Arzacq était, dans son ensemble, orienté vers le N.-E. La fosse, entre Saint-Palais et Lourdes, était certainement beaucoup plus instable avec des sillons et des hauts-fonds. Il paraît se dessiner une subsidence active de l'Aptien calcaire vers l'est, et le l'Albien marneux vers l'ouest.

On peut envisager, entre les bassins d'Arzacq et nord-pyrénéens, un gauchissement graduel de part et d'autre d'un axe qui pourrait bien passer par Sainte-Suzanne et Lacq et préfigurerait la limite entre la fosse du Flysch et la zone épicontinentale du Crétacé supérieur.

C'est à cette époque albienne qu'une certaine tectonique orogénique a dû affecter la région, les mouvements longitudinaux interférant avec les cassures transversales N.-S. Il s'agit, probablement, d'une phase initiale dans l'histoire de la chaîne pyrénéenne qui commence timidement à s'individualiser.

A la fin de l'Albien, la sédimentation devient régressive sur l'ensemble de l'Aquitaine. Les « septarias », qui sont peut-être parfois de simples « slump-balls », semblent être les témoins de cette diminution de profondeur générale dans la région nord-pyrénéenne. Je ne parlerai pas du faciès lagunaire qui règne au N. et N.-O. et dont les lignites de Saint-Lon sont une des manifestations de surface (R. Deloffre et A. Poignant, 1963).

Au-dessus de ces séries, vient s'installer, au sud, l'épandage plus ou moins grossier et détritique du Wildflysch. Il est possible qu'une partie de ces brèches commencent à se répandre à la fin du Crétacé inférieur.

« L'appartenance d'une grande partie des poudingues à l'Albien semble démontrer (P. Lamare, 1948), mieux par les passages latéraux en dents de scie parfaitement nets, des faciès détritiques grossiers (poudingues) aux faciès plus fins (schistes noirs marno-gréseux et grès grossiers ligniteux) communs dans l'Albien des Pyrénées, que par les faunes qui y ont été trouvées. »

De toute manière, *la limite Albien-Cénomanien est généralement arbitraire.* Elle est compliquée par l'absence ou la rareté des critères stratigraphiques. Elle paraît coïncider parfois avec une zone de conglomérats, mais il y a des conglomérats tout aussi importants dans la zone albienne.

Nous avons vu (p. 200) que la génèse du Flysch et du Wildflysch pouvait s'expliquer par la mobilité d'une pente et la continuité, dans le temps, d'une tectonique sédimentaire tensionnelle. Si l'on admet que le Wildflysch est le résultat d'une tectonique sédimentaire, il succède toutefois à un mouvement orogénique et précède une transgression.

Par conséquent, avant le Cénomanien, la zone primaire axiale était déjà individualisée, ainsi qu'un certain nombre d'îles et de hauts-fonds constituant une succession de rides et de bassins longitudinaux. Le front nord-pyrénéen, que l'on peut suivre d'est en ouest, du Mas-d'Azil jusqu'à Bélair, alimentait la mer du Flysch en matériaux grossiers, qui se déposaient sur ses pentes. Les brèches cénomaniennes recouvrirent ainsi, en discordance, les terrains antérieur ravinés, tandis que dans les bassins intermédiaires une continuité de sédimentation existait de l'Albien au Cénomanien.

En d'autres lieux, ces guirlandes d'îles ou d'écueils abritaient sur le plateau continental étroit à proximité de leurs rivages, la sédimentation de calcaires organogènes, souvent graveleux et un peu détritiques, dénotant la présence d'une eau agitée et de quelques apports sableux côtiers. Les Orbitolines y abondent, ainsi qu'une intense faune de mer chaude, Polypiers et Rudistes en particulier. La décomposition des roches éruptives fournissait du carbonate de chaux et de la magnésie qui pouvaient être directement utilisés par ces êtres vivants. Ce furent ces sédiments, lentilles calcaires de peu d'extension parfois, qui alimentèrent ensuite, du moins en partie, les brèches du Flysch Crétacé supérieur. Ils furent, peu à peu, arrachés par blocs, transportés et redéposés dans les bassins, ou réduits en débris par la violence des courants et resédimentés dans les calcaires microbréchiques. Ces masses de calcaires cénomaniens épicontinentaux fournirent une matière première abondante, surtout jusqu'au Campanien, plus rarement au Maestrichtien. Elles furent ensuite recouvertes par la nouvelle sédimentation, ou complètement érodées.

La ride nord-pyrénéenne se détruit sur place et sera probablement submergée par la mer du Cénomanien (moyen ?) qui va se manifester. Deux bassins où la sédimentation montre une différenciation très importante quant à la nature et l'origine des dépôts s'individualisent de part et d'autre de cette barrière.

L'étude des directions de courant par les « flute-casts » (sillons d'érosion, voir p. 31) semble indiquer une orientation E.-O. continuelle dans le monoclinal nord-pyrénéen, tandis que le synclinorium d'Arudy-Oloron présente, au contraire, une direction générale O.-E. et quelques directions sud. Tout se passe comme si le courant, en provenance de l'est, avait suivi un étroit sillon, puis la ride qu'il longeait s'interrompant, avait pu se bifurquer et contourner, partiellement, l'obstacle au sud, pour revenir vers l'est (voir *fig.* 67).

Je pense que le synclinal sud du front pyrénéen (synclinal de Mifaget) constituait un autre bassin étroit que les courants E.-O. ne pouvaient probablement pas alimenter d'une façon abondante à cause de l'étroitesse des issues à l'est. Les mêmes condi-

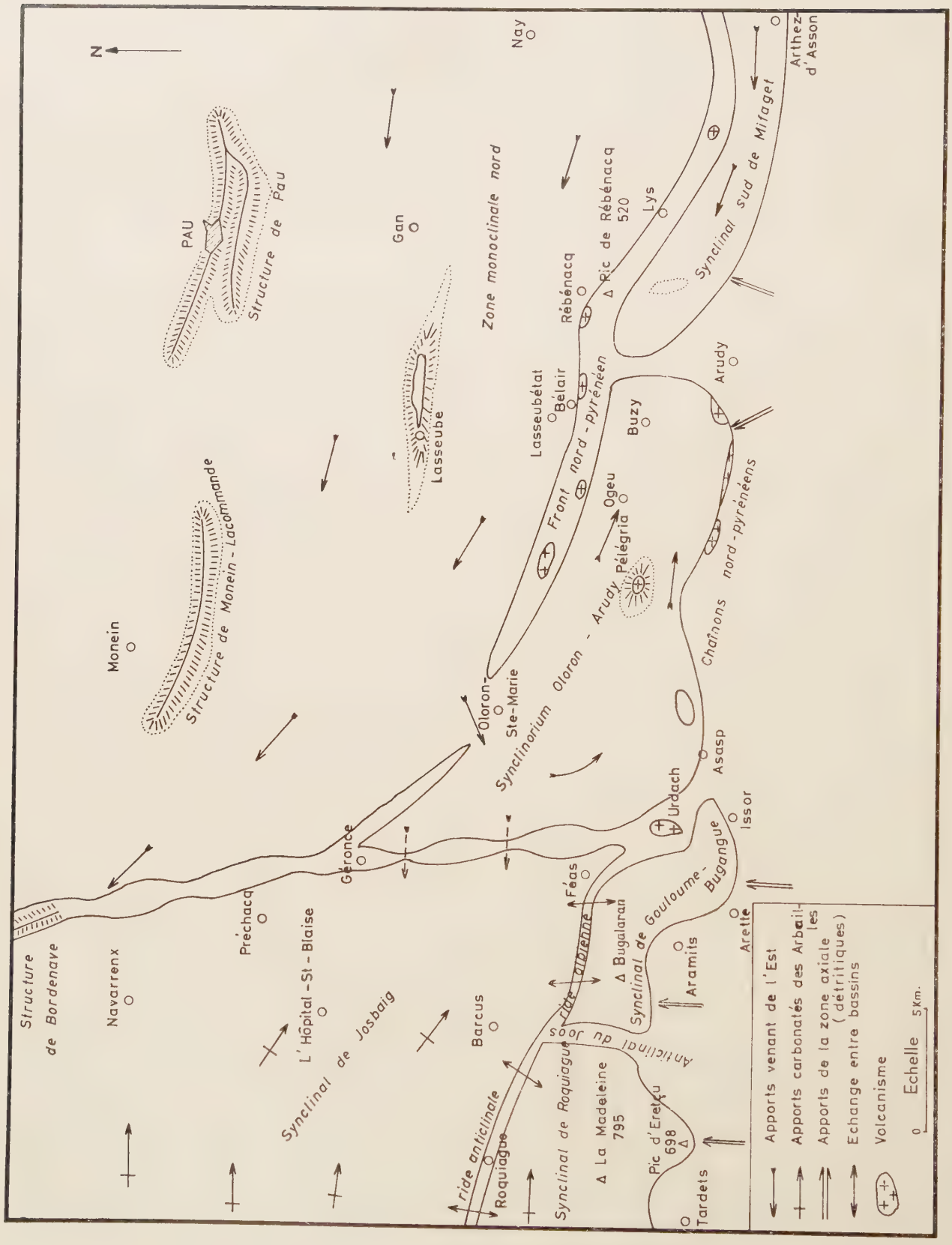


FIG. 67. — *Topographie de la région étudiée, au début du Cénomanien, avec sens supposés des apports.*

tions de sédimentation devaient donc régner dans tout le bassin sud.

Enfin, les sédiments du sillon monoclinal nord proviendraient, en partie des rides qui le bordaient, en partie de sources situées à l'est.

La majorité des apports détritiques pourrait donc venir de massifs émergés ou submergés à l'époque de cette sédimentation et en cours d'érosion active, se trouvant à l'est (Montgaillard, Mauvezin, granite de Castillon, etc., Massif Central ?...). Il est certain que chacun de ces « paléo-reliefs » a dû influencer la région directement dans son voisinage, mais aussi que la résultante de cet ensemble sédimentaire a pu alimenter une vaste étendue qui, à l'Ouest, atteindrait jusqu'aux confins du synclinal d'Orriule.

Cette solution a le mérite d'expliquer la différence de sédimentation qui existe entre les deux bassins que je signalais plus haut de part et d'autre du front nord-pyrénéen, ainsi que la présence abondante de niveaux gréseux dans tout le Crétacé supérieur du monoclinal nord, le courant d'alimentation en provenance de l'est conservant une orientation constante.

Dans le bassin sud, « pays schistes noirs » ou zone cénomanienne de L. Carez, se dépose un sédiment très fin, argilo-siliceux, noir. Les apports par les courants y devaient être pour ainsi dire inexistants, car le sillon assez étroit était presque fermé à la mer. L'alimentation majeure devait surtout arriver du sud (zone axiale)[1].

Les conditions de formation de ces faciès noirs sont réalisées dans des milieux anaérobies à circulation océanique réduite; l'activité organique faible ou nulle, sur le fond, n'y permet pas l'élimination des matières animales. Il s'agit de mers intérieures à faibles marées, de bassins fermés ou de fosses profondes en milieu épicontinental. Rien ne justifie, *a priori*, qu'il s'agisse de dépôts en mer profonde (A. Carozzi, 1953).

C'est là que s'applique le mieux l'idée de J.-Ph. Mangin (1962) de faire du Flysch un sédiment climatique. On peut y voir, en effet, « une zone d'épandage sous faible tranche d'eau, à fond activement subsident, mer peu ouverte aux influences extérieures, de dimensions assez faibles pour que les effets des courants et de marées y soient fort réduits, un fleuve transporteur important, draînant une zone étendue mais plate où l'altération est intense. Le climat exerce son influence prépondérante ».

Le mode de dépôts des sédiments devait être proche de celui du Carbonifère du nord de la France, avec une subsidence active et des alternances sai-

sonnières, expliquant les cycles de sédimentation ainsi que les oscillations du plan d'eau.

Cet enfouissement rapide va de pair avec un volcanisme important. La charge de sédiment, dans le bassin, aggrave un jeu de failles de tension sur les bords et des déplacements différentiels verticaux. La zone de faiblesse, déjà constituée, est utilisée comme cheminée par le magma éruptif. Ce volcanisme régional laisse, de nos jours, la trace de coulées cordées (carrière Rébichet) ou prismées (moulin du ruisseau Lacerbelle) qui devaient s'épandre à l'air libre sur des terres émergées à l'époque, ou sous faible épaisseur d'eau (« pillow-lavas » d'Arudy).

A l'ouest, le vaste synclinal de Josbaig montre un ensemble lithologique nettement carbonaté et dénote des conditions de sédimentation originales par rapport aux pays précédents. Il présente, toutefois, des points communs avec les synclinaux situés plus au sud.

Il semble bien que ce bassin particulier ait été presque totalement isolé des apports marins venant de l'est, par la ride qui pointe à Asasp-Urdach et s'ennoie ensuite vers le nord, en se dirigeant vers Géronce. Il se peut, d'ailleurs, que les marnes rouges de la carrière de Géronce (où l'on trouve aussi des restes de Rudistes) soient la manifestation d'une terre émergée proche. Celle-ci, d'autant plus étendue qu'il y avait peut-être jonction avec la barrière que pouvait constituer l'accident du pont de Préchacq, continuation vers l'ouest du front nord-pyrénéen ? Toutefois, nous avons vu qu'il était encore plus probable que cet accident soit postérieur au Crétacé supérieur et se soit mis en place avec les mouvements pyrénéens, contre-coup du gauchissement de toute la région de Josbaig jusqu'à Sainte-Suzanne et du déversement de toutes les structures vers le nord.

On peut envisager que la ligne Urdach-Géronce se poursuivait vers le nord, en direction de la structure de Bordenave. Cette ride constituait une frontière importante entre l'ouest et l'est.

Le pays ouest, d'une façon générale plus haut que celui de l'est, la marche d'escalier en résultant suffisait, par elle-même, à interdire les échanges d'est en ouest. Elle pouvait accessoirement permettre des apports carbonatés, bien que réduits, en sens inverse.

De cette façon, le pays de Josbaig et celui de Bordenave-Sainte-Suzanne appartenaient à la même province sédimentaire. Le fait que le Flysch Cénomanien du sondage de Bordenave 2 (Bd. 2) soit assez carbonaté, dans son ensemble, paraît être un argument en faveur de cette hypothèse, de même que les calcaires cénomaniens de la région de Sainte-Suzanne.

Cette barrière N.-S. a pu jouer pendant une grande partie du Crétacé supérieur, tout en s'ennoyant progressivement. Elle ne devait plus former qu'un seuil au Coniacien-Santonien.

1. La dissemblance de composition des argiles entre les bassins nord et sud paraît confirmer une origine des sédiments différente pour les deux régions. Au sud, l'analyse des schistes noirs cénomaniens montre une forte proportion de chlorite et illite. Au nord, on reconnaît une association illite-kaolinite-montmorillonite (cf. R. Blanc, 1964), (voir page 44).

Ce furent les mouvements pyrénéens qui imprimèrent l'actuelle direction du synclinal de Josbaig qui, d'E.-O. au départ, est devenue N.-O. - S.-E. Au moment de cette déformation, la ride de Bordenave s'est fracturée et a pris la même orientation générale. L'accident de Préchacq se constitua à cette époque, en quelque sorte pli d'amortissement « à rebours » de la poussée qui projeta la zone flysch sur le pays épicontinental au nord, celui-ci jouant comme môle rigide et cassant.

Une autre ondulation, dont j'ai suivi la trace albienne, se manifestait entre le bassin de Josbaig et celui de Gouloume-Roquiague. Sa direction primitive devait également être E.-O. et, l'orientation actuelle, est aussi le résultat de la poussée pyrénéenne. Elle trouvait un relai dans l'accident anticlinal triasique N.-S. de la vallée du Joos. Sa trace se suivant jusqu'au gave de Mauléon, je pense que le synclinal du Josbaig ne conservait qu'une ouverture vers l'ouest.

Comment concevoir, avec cette topographie compartimentée, la répartition des faciès que l'on observe ?

Face au secteur disloqué de Licq et Montory, où les calcaires de la zone nord-pyrénéenne ne forment qu'un mince écran, on peut envisager un apport de matériaux détritiques de la zone axiale au début du Cénomanien, pour expliquer le Flysch gréseux et les poudingues signalés à la Madeleine et Eretçu et, d'une façon générale, dans le bassin sud de Roquiague-Gouloume-Bugangue. La remontée albienne, est-ouest, jouait alors le rôle d'écran, que les sédiments ne pouvaient pratiquements pas franchir pour se répandre au nord, dans le bassin de Josbaig.

Ce dernier bassin ouvert à l'ouest, comme nous avons vu, recevait par contre son excès de carbonate du lessivage des Arbailles. Je pense, en effet, que les faciès calcaires jurassiques et crétacés inférieurs étaient alors soumis à l'érosion. Le même massif alimentait peut-être également le bassin sud, soit directement, soit par le franchissement des sédiments fins par-dessus la barrière albienne. C'est la continuation au Cénomanien de la fosse de subsidence de Saint-Palais-Tardets-Hasparren.

Cette alimentation, pourrait-on dire presque en bassin fermé aux influences externes, fournit une explication à la rareté de la faune et en particulier à la pauvreté de la microfaune pélagique, dont j'ai à plusieurs reprises signalé l'absence ou observé la taille chétive et le peu de diversité des espèces. Les conditions de vie ne devaient pas être favorables à un développement normal des rares organismes implantés dans ces eaux. Sans adopter complètement le point de vue de Ph. Dufaure (1960) sur ce sujet, je n'en citerai pas moins ses conclusions : « L'extrême rareté de la microfaune pélagique ou benthique, dans certaines séquences du Flysch typique, peut être reliée aux caractères catastrophiques de la sédimentation terrigène, dans des sillons très mobiles et subsidents où les séismes et le volcanisme se relayaient :

» — Surrections et écroulements de cordillères alimentant les brèches désordonnées du Wildflysch;

» — Coulées de boues argileuses et « silteuses » transformant les eaux marines en de véritables gels. Les pores des Foraminifères eussent été obstrués dans de tels milieux ».

Une autre explication intéressante est fournie par Mme Rech-Frollo (1963) sur l'origine des Foraminifères ferrugineux que l'on trouve fréquemment dans ces niveaux et sur le peu de développement de leur test : « Il apparaît, ainsi, comme certain, que la présence d'oxyde de fer et de pyrite, à l'intérieur des loges de Foraminifères est, dans certains cas du moins, un phénomène pathologique en rapport avec un milieu de vases ou sables vaseux putrides. De tels milieux où « l'hydrogène sulfuré diffuse même dans l'eau environnante » à partir du fond, peuvent prendre naissance dans certains deltas, certaines mers côtières, sur les hauts-fonds, ou par l'action de courants ascendants (upwellings) dans les mers côtières mêmes ouvertes. Cependant les organismes chargés d'oxyde de fer et en partie pyritisés du Flysch présentent, en outre, deux caractères originaux : ils sont tous demeurés à l'état jeune, voire même embryonnaire, ils voisinent, par endroits et par moments, dans une même roche, avec des débris d'organismes et des Foraminifères de taille normale et exempts de tous caractères de dégénérescence. Ces derniers, cependant, groupés par ordre de tailles semblables, témoignent incontestablement d'un remaniement. »

Le sommet du Cénomanien montre un approfondissement progressif de la mer dans les divers bassins, avec le dépôt de marnes à nombreux Rotalipores qui, toutefois, n'ont pas été reconnues (érosion ?) sur le flanc sud du synclinal de Josbaig.

Il semble, aussi, que la *sédimentation devienne plus calme* et que l'on constate une moindre alternance des faciès. Les apports gréseux et microbréchiques sont beaucoup moins abondants.

TURONIEN

Durant cet étage, la mer, d'abord au maximum de son invasion, va peu à peu diminuer l'extension de ses dépôts.

Dans le monoclinal au nord du front pyrénéen, le sillon turonien ne présente guère d'évolution. La base de l'étage peut être le siège de silicification et d'accumulation en régime franchement marin. Les faciès calcaires argileux à Radiolaires et Gümbélines paraissent appartenir à des dépôts d'eau relativement profonde sur un fond beaucoup plus stable

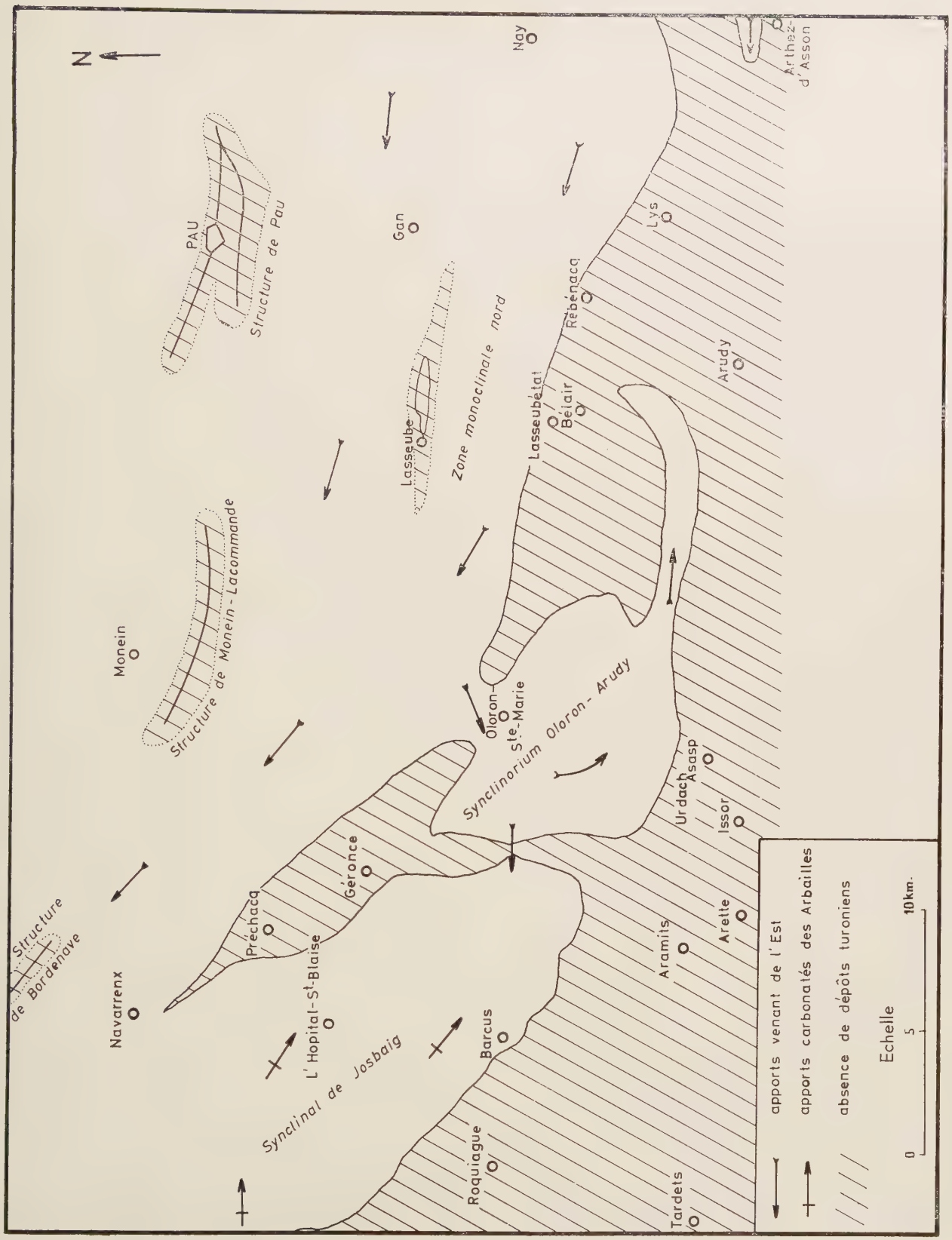


FIG. 68. — *Extension des dépôts turoniens, avec sens supposés des apports.*

qu'au Cénomanien. Je ne parlerai ici que du biofaciès le plus fréquent de cette formation lithologique. Il est évident que je ne peux tenir compte de toutes les variations de microfaciès qui intéressent parfois chaque banc.

Au cours du Turonien, la mer semble devenir moins profonde et les faciès de plus en plus carbonatés : calcaires graveleux ou cristallins à petits Foraminifères benthiques. Les niveaux gréseux et microbréchiques réapparaissent, ainsi que des dalles de calcaire à entroques.

Dans le synclinorium d'Oloron-Arudy, les roches sont beaucoup plus altérées et moins facilement reconnaissables. Il semblerait que ce bassin soit resté très peu marin et que les sédiments manifestent une faible bathymétrie générale, surtout dans le synclinal d'Arudy et, encore plus, dans la région d'Asson (synclinal de Mifaget) où il ne subsiste plus que des dépôts lenticulaires (couches rouges du Pont-du-Moulin, voir coupe de Nay à Arthez-d'Asson). Cela paraît normal si mon schéma primitif reste valable (voir *fig.* 67 et 68), tout en estimant que l'érosion a pu supprimer une tranche importante de sédiments.

Le courant d'alimentation, traversant le front nord-pyrénéen à la hauteur d'Oloron, avait un sens d'écoulement majeur O.-E. dans ce sillon étroit. Le mouvement de la mer turonienne a donc dû, primitivement, se faire sentir à l'est, l'eau se retirant peu à peu vers le synclinal d'Oloron où les microfaciès classiques, décrits plus haut, subsistent encore.

Le même mouvement inverse se manifestait dans le synclinal sud où l'eau circulait, semble-t-il, dans le sens E.-O. (voir *fig.* 68).

C'est à ce moment que les épanchements intrusifs de roche volcanique succèdent à la phase extrusive du Cénomanien.

Dans le synclinal de Josbaig, la sédimentation se continue identique à celle de la période précédente. La mer semble conserver, dans ce bassin, une profondeur égale et n'amorcer qu'au sommet, un mouvement de régression tout relatif. Les épaisseurs des dépôts y sont beaucoup plus grandes qu'à l'est, ce qui dénote une puissante subsidence, mais aussi d'abondants apports, en relation avec l'enfouissement rapide des sédiments, qui devaient encore provenir de l'ouest ou du sud-ouest et de la destruction du massif des Arbailles.

L'arrivée de matériaux détritiques a cessé dans les synclinaux de Roquiague-Gouloume-Bugangue. L'érosion a suspendu son activité directe, sans doute par formation d'un sol et implantation du monde végétal jouant son rôle de filtre séparateur sur la zone axiale émergée. Le Cénomanien élevé n'était déjà plus que calcaire ou argileux ; le Turonien se déposera sans doute peu. Aucun dépôt n'arrivant du sud, il se peut que la barrière située au nord (ride albienne ou cénomanienne) ait été suffisamment élevée pour que les eaux turoniennes ne puissent franchir l'obstacle. Si elles l'ont surmonté, leurs dépôts furent probablement peu abondants et l'érosion ultérieure les a supprimés.

CONIACIEN

La mer se retire lentement des sillons situés au sud pendant tout le Coniacien, tandis qu'un déplacement d'ensemble du bassin Flysch, vers le nord, se dessine peu à peu. Nous avons vu, en effet, sur la structure de Pau par exemple, de minces dépôts coniaciens directement superposés à l'Albien (sondage de Pau 1).

Dans le monoclinal nord, la profondeur de l'eau est toujours faible et la lithologie témoigne, à la fois, d'apports beaucoup moins détritiques et d'une subsidence réduite. Certes, les alternances continuent, mais la sédimentation carbonatée se rapproche beaucoup du type épicontinental. Les terres émergées ne laissent plus échapper que les éléments de la phase migratrice normale de toute pédogénèse (alcalins et alcalino-terreux, ainsi que la silice combinée des minéraux silicatés, d'après la théorie de Bio-Rhéxistasie d'H. Erhart, 1956).

C'est ainsi que l'on trouve, tout d'abord, une série où dominent les calcaires cristallins à microcristallins silicifiés, à petits Foraminifères. Puis, la profondeur de l'eau diminuant encore, le sommet de l'étage montre, surtout, de gros bancs de calcaires graveleux à Foraminifères benthiques et débris d'algues.

Dans les bassins du sud, les sédiments n'occupent plus qu'un petit golfe qui descend à peine jusqu'à Pélégria dans le synclinal d'Oloron. Le Coniacien n'existe pas dans le synclinal d'Arudy, ni dans celui de Mifaget, pas plus qu'à l'ouest dans les synclinaux de Roquiague à Bugangue. Doit-on penser que ces régions étaient émergées ou que les sédiments déposés, peu épais, ont ultérieurement été érodés ? Le choix est délicat, mais je pencherais volontiers pour la seconde hypothèse.

Le Josbaig est le seul endroit où les dépôts indiquent une subsidence relativement active. Les calcaires abondent et l'épaisseur des bancs semble prouver que le fond était calme pendant de longues périodes. Sous une tranche d'eau réduite, qui occupait toute la cuvette, les apports carbonatés des Arbailles (?) continuaient à s'amasser. Il est probable qu'une partie du carbonate pouvait franchir le seuil Géronce-Urdach, pour se répandre également dans le bassin d'Orriule et Oloron.

SANTONIEN

Les mouvements recommencent avec le Santonien et sont assez généraux pour atteindre une certaine ampleur régionale. Il ne s'agit peut-être pas tant de

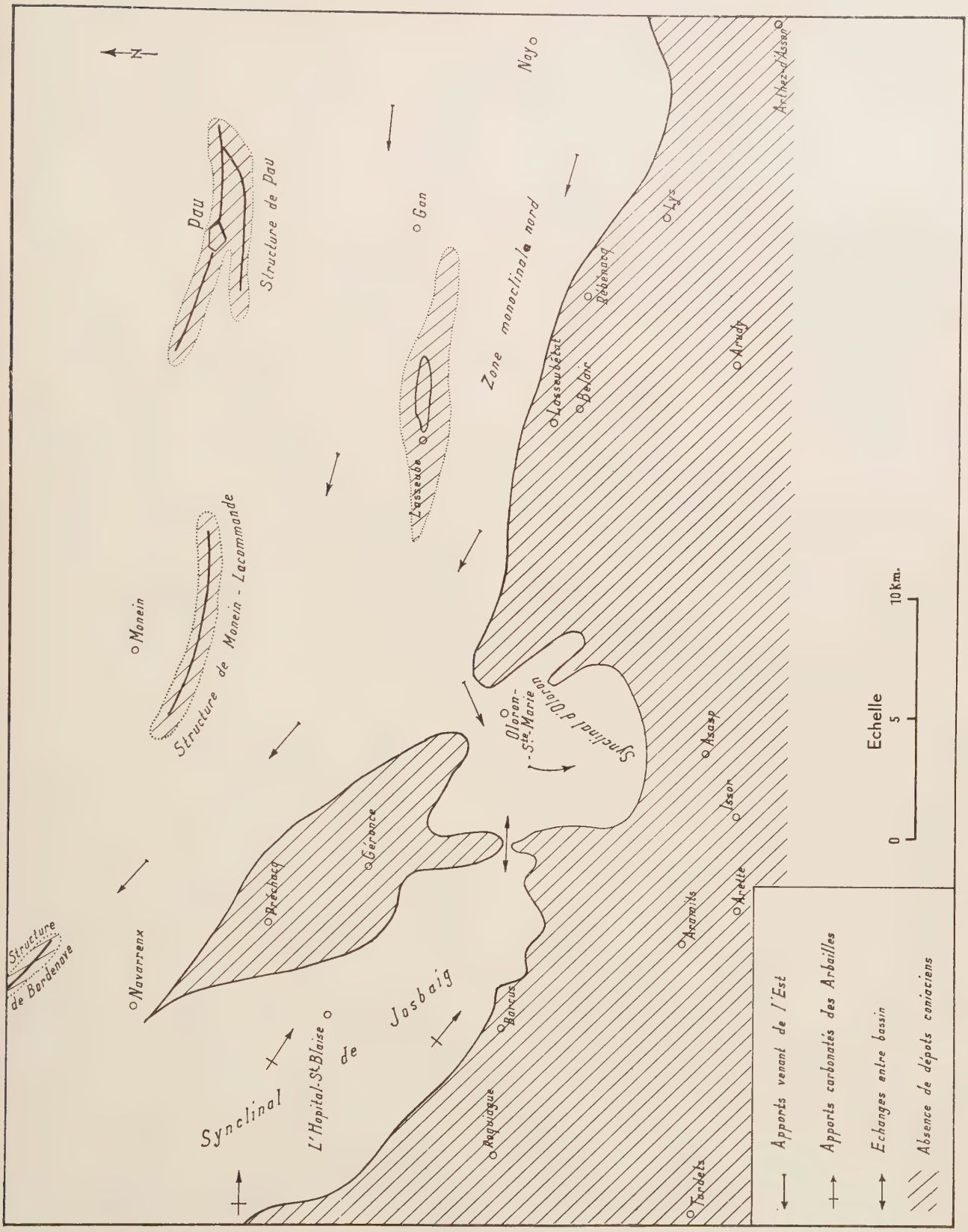


Fig. 69. — *Extension des dépôts coniaciens, avec sens supposés des apports.*

transgression et régression de la mer que d'oscillations subsidentes du fond marin. Nous assistons, par exemple, à l'envahissement progressif par la mer de la structure de Pau. C'est là une manifestation du déplacement apparent vers le nord du sillon Flysch que j'ai déjà noté ci-dessus.

Le long du flanc sud de la chaîne, la mer recouvre la plate-forme du bassin de l'Ebre. Dans le Pays Basque se dépose « le calcaire des cañons », qui se prolonge vers l'est par le calcaire du synclinal des « Eaux-Chaudes »[1] et se poursuit jusqu'au Mont-Perdu et à Gavarnie. En d'autres régions d'Aquitaine (Garlin, Antin, Clarens, Gensac, Aurignac, Saint-Médard), le Santonien se traduit parfois par des niveaux de brèches ou par un volcanisme intense.

Dans mon secteur d'étude, le faciès Flysch montre une certaine recrudescence. Les minces feuillets de pélites alternent rapidement avec de petits bancs de grès ou de calcaire argileux cryptocristallin, à microfaune pélagique jamais très abondante. Les apports de sédiments détritiques ont repris et vont aller en s'accentuant, à part une faible coupure au Santonien supérieur.

La direction des courants est encore est-ouest dans le monoclinal nord et les zones érodées, à l'est, doivent toujours être les mêmes.

Après la période de biostasie du Coniacien, on constate une nouvelle phase rhéxistasique qui se déclenche au Santonien. Une rupture d'équilibre a dû se produire à l'aurore de cet étage (mouvements de surrection ? tremblements de terre ?...) qui perturbe l'ordre biologique établi précédemment, allant de pair avec une augmentation croissante de la profondeur.

Puis, les apports détritiques cessent ou, du moins, diminuent considérablement d'intensité pour permettre l'établissement de lentilles calcaires zoogènes au sommet du Santonien, entre Lasseube et Nay. Les faciès de ces calcaires évoquent des conditions de sédimentation identiques à celles de la plate-forme épicontinentale. De même que les faciès rouges sous-jacents annonçaient peut-être déjà une tendance à l'émersion ? On constate un arrêt ou du moins un palier dans la transgressivité de la mer, avant l'invasion maximum qui va débuter.

Les bassins sud, probablement envahis par la transgression santonienne, n'ont jamais dû recevoir une grande épaisseur de sédiments et ceux-ci ont pu être aisément enlevés par l'érosion.

D'une observation générale de la région, on semble, en effet, discerner *un mouvement de bascule progressif entre le Cénomanien et les dépôts à partir du Santonien*. Alors que les bassins du sud comportent d'épaisses séries cénomaniennes, on n'y trouve que peu ou pas de Sénonien inférieur, tandis qu'au nord paraît s'observer le phénomène inverse. Ces résultats de subsidence différentiellle sont en relation avec des modifications structurales profondes, subies par l'axe pyrénéen. *Il faut, sans doute, y voir une déformation épirogénique de part et d'autre du front nord-pyrénéen*, de la même façon que j'ai déjà constaté un mouvement entre les régions est et ouest, de chaque côté de la ligne Urdach-Géronce-Bordenave.

CAMPANIEN

Comme je l'écrivais dès l'introduction de ce chapitre, c'est avec le Campanien que s'affirme avec le plus de vigueur le caractère transgressif du Crétacé supérieur. Le maximum de transgressivité se manifeste sur la bordure nord du bassin flysch. En effet, le mouvement de bascule à grand rayon de courbure, commencé au Sénonien inférieur, va se poursuivre avec encore plus de netteté au Campanien. La subsidence différentielle donne, comme résultat, les épaisses séries que nous connaissons dans le monoclinal au nord du front pyrénéen, tandis qu'il ne subsiste aucun dépôt dans les bassins sud.

Il est pourtant plus que probable que tout le pays a été submergé par la mer campanienne. L'approfondissement semble une tendance générale, aussi bien dans la zone flysch que sur la plate-forme épicontinentale au nord, où se déposent les calcaires argileux aturiens.

Dans le sillon, l'ensemble des faciès plus marneux qu'au Sénonien inférieur indique que la sédimentation s'est effectuée dans une mer plus profonde ? La fréquence des niveaux gréseux résulte, sans doute, de la violente reprise des apports détritiques venant de l'est jusqu'aux confins du synclinal d'Orriule. Il est possible que les mouvements de surrection du Santonien terminal, en provoquant une surélévation du socle primaire et permo-triasique, expliquent la nouvelle et intense érosion de ces niveaux et la libération abondante de quartz.

Les énormes quantités de matériaux apportés par les courants, joints à une subsidence très active, ont pour résultat de donner au Campanien une épaisseur de dépôts atteignant parfois 2 000 mètres ? La séquence rythmique la plus courante, composée le plus souvent de deux termes : marne argileuse et grès ou calcaire gréseux, représente le Flysch le plus typique et le plus monotone que l'on rencontre au Crétacé supérieur dans les Pyrénées.

L'activité subsidente ne paraît pas se ralentir pendant toute la durée du Campanien qui constitue,

1. A signaler d'ailleurs que, dans cette région, la série du Crétacé supérieur, sous faciès carbonaté, existe en entier. Discordant sur les terrains primaires, le Cénomanien à Préalvéolines semble lenticulaire. Les couches attribuables au Turonien et Coniacien sont, généralement, peu épaisses mais présentes. Des Rudistes coniaciens indiscutables ont même été récemment découverts par Y. TERNET (thèse 3e cycle, Toulouse, en préparation). Avec le Santonien, les apports deviennent plus détritiques et plus importants en puissance. Ils deviennent, nettement, de faciès Flysch à partir du Campanien.

à l'intérieur de la série flysch, une entité homogène, dans laquelle seule l'évolution de la microfaune contenue dans les lits marneux permet de se repérer.

La distribution des bancs de microbrèches, que l'on rencontre de temps à autre dans cette série, est absolument anarchique. Ces matériaux en grande partie cénomaniens, arrachés sans doute à un substratum se trouvant dans les bassins du sud ou sur les flancs des rides, prouvent que cet étage n'était pas partout recouvert de sédiments postérieurs[1]. Cela semble un argument supplémentaire pour affirmer l'absence ou la minceur des dépôts à partir du Turonien dans ces zones.

Sur la bordure nord du sillon, le Campanien a, cette fois, submergé toutes les structures anticlinales déjà signalées. Les diverses îles, qui s'alignaient jusqu'au Sénonien inférieur, sont devenues des hauts-fonds de la mer campanienne. La puissance des dépôts y sera moins élevée que dans la « fosse » proprement dite, mais une subsidence active a quand même dû y régner. Du sud vers le nord, on a par exemple, sur la structure de Pau, des épaisseurs passant de 775 mètres au sondage de Pau 1, à 575 mètres à Pau 7 et 132 mètres à Morlaas 1. A ce dernier sondage, le plus septentrional du pays flysch, le Campanien se retrouve, ainsi qu'à Lons 1, directement sur les marnes albiennes; comme plus à l'ouest au forage de Vielleségure 1, qui a une position analogue sur la structure anticlinale de Bordenave.

MAESTRICHTIEN

Si les étages précédents correspondent, suivant les régions, à des périodes plus ou moins troublées dans l'histoire de la chaîne pyrénéenne, le Maestrichtien semble marquer un retour au calme et une nette tendance à la régression générale qui s'affirmera au Danien. L'activité subsidente se ralentit et cette période de stabilité amène, peu à peu, le comblement du sillon flysch, tandis que s'opère l'arrêt des apports détritiques. Le Maestrichtien occupe d'aussi vastes surfaces que la mer campanienne, mais les dépôts présentent un caractère moins profond qui s'établit progressivement. On trouve même, dans la fosse du Flysch, surtout vers le sommet de l'étage, des calcaires détritiques renfermant des Orbitoïdes, Foraminifères que l'on retrouve abondants sur la plate-forme épicontinentale.

La série maestrichtienne se décompose en deux ensembles lithologiques ayant chacun une signification paléogéographique. La première partie fait suite, sans discontinuité, aux dépôts rythmiques de l'étage précédent. On peut toutefois remarquer que les calcaires argileux, qui apparaissent déjà au Campanien supérieur, s'affirment et constituent la moitié du sédiment au sommet de cette zone. Les bancs gréseux se raréfient, deviennent moins épais et plus carbonatés.

Avec le Maestrichtien supérieur, la diminution de profondeur de sédimentation se poursuit. Les « Marnes de Nay » constituent une formation de marne à calcaire argileux, presque dépourvue de sédiments détritiques. C'est probablement grâce à cette absence, liée à la période de tranquillité de cette fin de cycle, qu'on assiste à une véritable explosion de la vie. Les Globotruncana, souvent rares à cause des conditions écologiques jusqu'alors défavorables, vont maintenant abonder jusqu'à constituer l'essentiel du sédiment. Le fond de cette mer devait recéler un intense fourmillement d'organismes, dont les Foraminifères, les Ostracodes, les Fucoïdes et les Spirophytons ont été fossilisés. La macrofaune y était, également, assez fréquente : Céphalopodes, Lamellibranches, Echinodermes.

Rappelons qu'à l'est de cette région, pendant la même période, la régression s'affirme encore plus nettement. Faisant suite au grès d'Alet, ce sont, en continuité vers le haut, les faciès lagunaires et continentaux du Garumnien.

Au terme du Maestrichtien, qui coïncide avec un cycle régressif, se place la fin de l'ère secondaire et la disparition totale de toute une tranche de vie.

Le problème de l'extinction des espèces demeure l'un des plus impénétrables, l'un des plus mystérieux de la paléobiologie. La science ne peut encore résoudre ce phénomène que par des hypothèses plus ou moins satisfaisantes, les unes d'inspiration darwinienne, les autres d'inspiration lamarckienne. Il en est aussi qui font appel à l'action de facteurs internes.

A l'extrême fin du Crétacé, alors qu'elles étaient encore représentées par plusieurs espèces, les Globotruncana achèvent brusquement et totalement leur évolution.

Pour M.-B. Cita et Sironi (1963), le « faunal break » que l'on observe dans les associations de Foraminifères planctoniques, lors du passage du Maestrichtien au Danien, est extrêmement net et profond. Pour ces auteurs, plusieurs faits font supposer qu'il s'agit d'une cause externe et non pas d'une cause liée à l'évolution elle-même. Bolli et M.-B. Cita (1960) avancent l'hypothèse qu'une variation de température ou de la composition chimique des eaux, peut être à l'origine de ce phénomène. Un changement climatique à caractère très accentué, peut-être catastrophique, aurait ainsi déterminé la disparition parallèle des grands reptiles, des Ammonites, des Globotruncana et d'autres Foraminifères planctoniques.

Pour J. Hofker (1963), il s'agit au contraire d'une cause interne. « Souvent les dernières formes d'une

1. Une partie de ces blocs cénomaniens, éboulés dans le sillon flysch, pourrait également provenir du bord de la zone épicontinentale nord. Je pense, par exemple, aux brèches à éléments cénomaniens rencontrées à la base du Campanien par les sondages de la structure de Pau.

série évolutive, chez les Foraminifères comme dans bien d'autres groupes d'animaux, possèdent des caractères qui sont aussi typiques que ceux des premières formes. Les premières formes de Globotruncanidae ont des carènes simples, donc les espèces unicarénées du Maestrichtien supérieur montrent bien, qu'à cette période, les Globotruncana étaient sur leur déclin. Ceci est très important, car un autre caractère de ces espèces, spécialement dans les régions tropicales, est la grande taille des spécimens : toute l'évolution tend vers des formes gigantesques. Déjà au Maestrichtien, la fin de ce groupe est proche et il n'est donc pas nécessaire, pour en comprendre l'extinction à la fin du Crétacé, d'imaginer une catastrophe... »

Certes, au Maestrichtien supérieur se rencontrent des Globotruncana de grande taille et certaines montrent des caractères anormaux comme *G. contusa*. C'est bien la fin d'une évolution pour cette espèce donnée, mais pourquoi n'est-elle relayée par aucune nouvelle forme ? La véritable question, comme l'exprime J. Piveteau (1951), est de savoir pourquoi, à un moment donné, des types nouveaux ne viennent plus se substituer aux types défaillants. Il ne faut pas non plus oublier que les Ammonites et les Dinosauriens, entre autres, ont disparu en même temps que les Globotruncanidae, et cette coïncidence suggère que l'explication n'est peut-être pas uniquement dans les causes internes. Or, L. Ginsburg (1964) pense que : « La cause de ces extinctions, qui eurent lieu à peu près simultanément sur toutes les terres émergées et dans toutes les mers du globe, doit être nécessairement un événement d'une ampleur exceptionnelle, affectant la planète entière. Le seul événement d'importance aussi considérable, que l'on connaisse à cette époque critique de l'histoire de la vie, est la grande régression de la fin du Crétacé. » Ainsi les mouvements de régression et de transgression des mers suffiraient à expliquer, par le déséquilibre qu'ils provoquent directement ou indirectement sur les populations d'animaux marins et terrestres, le renouvellement des faunes, au cours des temps passés. L'auteur conclut que : « L'expansion de la vie, mesurée en nombre d'espèces existant à la surface de la terre, ne se fait donc pas de manière continue et progressive mais, à travers des alternatives de phases d'épreuve et de phases de prospérité, suit exactement le rythme des cycles sédimentaires. A chaque régression importante, la lutte pour l'existence sélectionne les plus résistants. »

CHAPITRE XVI

CONCLUSIONS GENERALES

Après l'étude de ce sédiment particulier qu'est le Flysch nord-pyrénéen, il s'avère utile de faire le point et l'examen critique de mon modeste travail.

J'ai tenté de déchiffrer la géologie d'une région limitée, et cependant bien des questions restent encore posées. D'autres études y répondront sans doute et contribueront ainsi à la construction du vaste édifice géologique.

Comme l'ont défini J. CUVILLIER et J. DUPOUY-CAMET en 1955, le Flysch est bien un faciès caractérisé, à la fois, par des facteurs lithologiques et sédimentaires, orogéniques et paléogéographiques. Toutes les définitions plus ou moins précises exprimées, avant ou après, s'appuient toujours sur ces quatre notions et les recherches effectuées pour caractériser ce sédiment, uniquement par sa lithologie ou son importance orogénique, sont imparfaites ou n'envisagent qu'un aspect fragmentaire de cet ensemble.

Réserver l'appellation Flysch aux seules séries alpines, pour des raisons qui n'apparaissent pas clairement, ne semble pas une solution acceptable maintenant qu'elle a trouvé droit de cité dans toutes les régions. Le terme a peut être perdu en précision ce qu'il a gagné en notoriété, mais pourquoi s'en plaindre ? B. STUDER serait probablement fier de constater que le terme, dont il avait baptisé sa série locale suisse, a franchi les frontières et constitue un trait d'union entre des provinces si géographiquement dissemblables. Libre ensuite, aux divers chercheurs, dans le cadre de leurs études, d'en analyser et d'en préciser les différentes acceptions.

Le Flysch est marin et unit des éléments allochtones à des dépôts autochtones. L'abondance des détritiques est fonction de la province distributrice, de l'activité de l'érosion et, généralement, se trouve en relation avec l'épaisseur de la série. C'est la variation de ces rapports qui a créé, au cours du Crétacé supérieur, les différenciations que j'ai observées au long des divers étages.

La profondeur de formation du Flysch doit être variable et peut, sans doute, dans certains cas, être très faible. A. LOMBARD (1958) exprime d'ailleurs le même avis « ... Les opinions divergent entre deux positions extrêmes qui sont : milieu profond et milieu peu profond. Le désaccord vient d'une généralisation hâtive, il existe des flyschs du premier type et ce sont les plus fréquents ; il en existe du second également... »

L'étude sédimentologique de cet ensemble, à peine esquissée dans ce travail, mérite certainement une recherche approfondie qui reste à entreprendre et dont on peut attendre des conclusions de portée générale, sur de grands problèmes de la sédimentation marine. Un relevé systématique des diverses séquences, à tous les niveaux, permettrait probablement, dans le cadre stratigraphique que j'ai tracé, d'obtenir des corrélations plus précises et de restituer une paléogéographie détaillée. L'ampleur d'un tel travail, qui nécessiterait la mise au point d'une technique particulière, du genre de celle proposée par N.V. VASSOEVICH (1948), dépasse largement mon objectif et représente une étape ultérieure dans la marche vers la connaissance du passé.

Cette recherche fine et persévérante irait de pair avec l'examen systématique des traces inorganiques ou organiques dont j'ai indiqué la présence et montré l'intérêt paléogéographique. Ces traces ne sont pas particulières au Flysch, mais en font intimement partie. C'est, de plus, un des aspects des sédiments anciens qui se retrouvent, fréquemment, dans les fonds marins actuels.

Les progrès de l'océanographie et, en particulier, la possibilité de disposer d'un appareil de plongée, pour aller observer sur place le fond océanique, sont pour beaucoup dans l'intérêt que l'on porte présentement à toutes ces expressions du monde sous-marin.

Par quel mystérieux processus les pistes et impressions diverses de l'époque crétacée ont-elles été conservées jusqu'à présent ? Je pense que *la propriété thixotropique de la vase est un facteur majeur de cette fossilisation.* Quoi qu'il en soit, l'interprétation de ces traces m'a parfois permis de rétablir une vue partielle de la vérité.

C'est, en particulier, grâce aux sillons d'érosion (« flute-casts ») qui témoignent d'un fort mouvement des eaux sur les fonds marneux ou argileux, que l'on s'aperçoit d'*une direction de courant constante orientée est-ouest,* dans la partie monoclinale nord de cette région, pendant tout le Crétacé supérieur.

Ces « cuillerons » nous sont parvenus à l'état de moulages en relief sur les parties basales de bancs de grès, celui-ci ayant rempli les cavités creusées par le courant dans la vase.

Certains aspects de ces traces sédimentaires ont pu être reconstitués par l'expérimentation, comme celle de N. Oulianoff sur les « ripple-marks » ; il peut ainsi prouver l'origine séismique de celles des grands fonds. Retenons aussi les diverses expériences de Ph. Kuenen, pour appuyer ses idées sur les courants de turbidité et le « graded-bedding », qui s'observe parfois nettement sur le terrain et même en lames minces, ainsi que les divers essais de E.C. Buffington.

Les figures de « slumping » sont rarement visibles dans mon secteur. Leur absence apparente est peut-être due à leur dimension trop élevée ?

Quant aux « slump-balls » qui sont des galets de marne roulés sur une pente, leur formation peut toujours s'expliquer par *une exsudation partielle de l'eau du sédiment qui les compose, ayant provoqué une induration.* Il est également possible que certaines miches patinées que j'ai appelées « septarias », à l'Albien terminal, soient une manifestation du même genre. J'en ai découvert de toutes les tailles, et certaines se décomposaient en pellicules ferrugineuses successives. Une partie des galets mous procède d'une origine identique au phénomène précédent, c'est-à-dire de l'incorporation accidentelle, par glissement sur une pente, de petits grumeaux de vase rendue plus compacte, dans une vase fraîchement déposée.

Bien que les premières découvertes concernant les traces d'Invertébrés fossiles dans le Flysch remontent à fort longtemps, leur interprétation semble toujours un peu hypothétique et la lumière n'est pas complète sur leur véritable identité.

Il est par exemple possible que, sous le terme général de *Fucoïdes*, soient englobées plusieurs sortes de traces dont l'origine n'est pas forcément identique. Il est certain que retrouver la même impression d'un feuillet de sédiment à l'autre, laisse envisager un certain volume modifié par compaction et postérieur à la sédimentation. Un débris végétal ne pourrait être aplati que dans un seul feuillet, comme on trouve des restes ligniteux. S'agit-il de galeries de vers liminivores (Richter, 1928), d'organismes sessiles ou semi-sessiles (A.F. Tauber, 1949), ou encore d'autre chose ? Ma timide contribution à ce problème n'apporte pas une solution définitive. Je ne peux pas non plus expliquer l'origine de ces pistes d'Helminthoïdes dont je signale quelques gisements, non plus que l'énigmatique « coup de balai » des Spirophytons. Toutefois, on peut pencher pour ce dernier cas, vers leur attribution à des restes d'Alcyonaires (G. Lucas).

L'inventaire pétrographique du Flysch nord-pyrénéen m'a amené à distinguer et à décrire les brèches, les grès, les calcaires et argiles. Cette variété de lithofaciès en rend la description difficile et toujours incomplète.

J'ai insisté sur la volumineuse formation du Wildflysch, qui se retrouve à peu près tout le long de la chaîne nord-pyrénéenne, en position stratigraphique semblable. *Cet ensemble est d'une grande importance paléogéographique à l'aurore du Cénomanien.*

Les grès du Flysch paraissent souvent être le *résultat d'une resédimentation :* les quartz étaient corrodés dans un milieu peu profond enrichi en CO^2. Puis, plongé dans des conditions physico-chimiques totalement différentes, le sable vaseux se consolidait rapidement.

Les différentes sortes de calcaires et d'argiles constituent une proportion importante de l'éventail des roches du Flysch pyrénéen, d'une façon générale très carbonaté. Leur variété est grande et *leur altération, due à l'érosion chimique, est fréquente.* Leur richesse en fer produit alors de la limonite, qui colore indistinctement tous ces sédiments en ocre jaune.

La décalcification extrême produit une pâte jaunâtre ou parfois lie-de-vin, *simulant des argiles triasiques, avec lesquelles des confusions ont été faites.*

Les roches sont, généralement, plus fraîches dans les fonds de vallées où les ruisseaux rajeunissent continuellement leurs cours soumettant le Flysch à *une érosion linéaire,* que sur les hauts de collines soumis à la corrosion et la pénéplanation depuis le Mio-Pliocène.

On sait qu'il existe une relation directe entre le degré d'altération d'une roche et son contenu zoogène, ce dernier pouvant disparaître totalement. Ce phénomène est très sensible dans les sédiments du Flysch et peut rendre des formations pratiquement azoïques.

Après avoir fait l'inventaire du faciès flysch dans les Pyrénées occidentales françaises M. Buchstein (1964) est arrivé à définir deux grands types de faciès : le type gréseux (illito-chloriteux) et le type carbonaté (illito-montmorillonitique).

Dans le type gréseux, il distingue deux classes : carbonatée et non-carbonatée.

La première est à deux termes : Faciès schisto-gréseux où les microbrèches peuvent se substituer aux grès.

La seconde est à deux ou trois termes : Alternances de calcaire gréseux et marne, dont l'épaisseur des bancs est régulière ou irrégulière, ou bien rythmes de calcaire gréseux, marne et calcaire argileux.

Le type carbonaté est à dominante de marno-calcaire ou de calcaire détritique.

Dans le premier cas, on rencontre des séries à deux ou trois termes :

Marne avec niveaux plus indurés et carbonatés ;
Calcaire marneux avec quelques bancs de calcaire détritique ou gréseux ;
ou bien, calcaire marneux avec bancs puissants de calcaire détritique, et intercalations de petits niveaux de calcaire détritique ou gréseux.

Dans le second cas, ce sont également des rythmes à 2, 3 composants ou plus : Alternances de calcaire graveleux à microbréchique et de marne : ou bien calcaire microbréchique, marne, calcaire argileux et calcaire gréseux.

Au point de vue stratigraphique, si des coupures très fines sont encore impossibles à faire dans la totalité du Crétacé supérieur flysch, j'ai tenté *le découpage en diverses zones de Globotruncana.* Utilisant les mêmes répartitions de microfaune que celles étayées sur Ammonites en d'autres régions, mon essai pourra peut-être s'intégrer plus facilement dans un cadre élargi.

Il faut encore souligner à ce propos, l'importance, comme fossile caractéristique, de *Globotruncana calcarata* CUSHMAN à la limite Campanien-Maestrichtien, dans la zone à *Bostrychoceras polyplocum.* J'ai introduit, dans ma succession, la zone à *Globotruncana schneegansi* SIGAL qui correspondrait à l'étage Coniacien, longtemps jugé absent du Flysch nord-pyrénéen.

Le Flysch pyrénéen ne livre que trop peu de macrofaune, pour que l'on puisse espérer y faire de nombreuses découvertes de gisements fossilifères. *A part les niveaux que j'ai décrits* dans le Cénomanien (Bois du « Bager » d'Arudy et est d'Eretçu), quelques autres dans le Maestrichtien, dont, pour la plupart, J. SEUNES avait déjà signalé l'existence, les étages intermédiaires n'ont fourni aucune faune, à l'exception d'une Ammonite campanienne, récemment trouvée dans une brèche par M. BUCHSTEIN (1964) au sud de Bardos, à l'ouest de ma région d'étude. Il s'agirait d'un individu de *Neancyloceras* (= *Hamites*) *wernickiei* WOLLEMAN. Le même auteur a également découvert, entre Saint-Jean-de-Luz et Bidart, une Ammonite plate à costulations périphériques, que M. COLLIGNON rapproche d'*Hauericeras pseudogardeni* (SCHLUTER), espèce Santono-campanienne.

J'ai finalement retenu, dans ma stratigraphie locale, les zones suivantes :

CENOMANIEN

1. Zone à *Rotalipora apenninica* RENZ s.l. — Wildflysch. — Calcaire à Orbitolines, Cunéolines, *Trocholina lenticularis* HENSON.

2. Zone à *Rotalipora cushmani/turonica* avec *R. reicheli* MORNOD. — *Rotalipora apenninica* RENZ s. str. — Calcaire à *Ovalveolina ovum* d'ORB., *Praealveolina tenuis* REICHEL, *Chrysalidina gradata* d'ORB., *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Dictyopsella kiliani* SCHL., Dicyclines, Cunéolines.

TURONIEN

Zone à *Globotruncana helvetica* BOLLI avec *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN et *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI. — Niveau à gros Radiolaires à la base, avec généralement apparition de minuscules Gümbélines (*G. moremani* CUSHMAN ?) et grosses Globigérines.

CONIACIEN

Zone à *G. schneegansi* SIGAL et *Globotruncana sigali* REICHEL. — Calcaire à *Valvulammina picardi* HENSON et *V. parravelloïdes* MAGNE et SIGAL, Coskinolines, Dicyclines, *Nummofallotia* (Nonionina) *cretacea* (SCHL.), *Rotalia trochidiformis* LMK. et *R. skourensis* PFENDER.

SANTONIEN

Zone à *Globotruncana concavata* BROTZEN. (= *asymetrica* SIGAL = *ventricosa* WHITE). — Au sommet : calcaire à *Orbitoides* (*Monolepidorbis*) *tissoti* SCHLUMB. var. *densa* ASTRE, *Subalveolina dordonica* REICHEL, *Lacazina compressa* MUN.-CHALM. et SCHLUMB., *L. elongata* MUN.-CHALM., *Meandropsina, Spirocyclina choffati* MUN.-CHALM., *Pseudocyclammina sp., Lockhartia* sp.

CAMPANIEN

Zone à *Globotruncana elevata elevata* BROTZEN et *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ — au sommet : Zone à *Globotruncana calcarata* CUSHMAN.

- Apparition de *Reussella szajnochae* GRZYBOWSKI.
- Calcaire à *Orbitoides media* (d'ARCHIAC) et *Siderolites sp.*

MAESTRICHTIEN

1. Zone à *Globotruncana stuarti* de LAP. seule.

- Apparition de *Bolivina incrassata* REUSS,
- *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN,
- *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER),
- *Pseudotextularia varians* RZEHAK,
- Disparition de *Globotruncana lapparenti lapparenti.* BROTZEN, au sommet de cette zone.

2. Zone avec *G. stuarti* + *G. contusa* CUSHMAN.

3. Zone avec *G. mayaroensis* BOLLI et *G. stuarti* de LAPPARENT.

- Calcaire à :
- *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER,
- *Clypeorbis mamillata* SCHLUMBERGER,
- *Lepidorbitoides sp.*,
- *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK,
- *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK.

L'écologie de la microfaune utilisée est délicate à analyser. Le facteur température est certainement le plus important. On peut se demander s'il n'y a pas eu, au Crétacé supérieur, des conditions de vie bien différentes de celles qui règnent actuellement [1]. Les rides et sillons du Flysch présentaient probablement une largeur relativement étroite, d'une cinquantaine de kilomètres, dont *les pentes pouvaient êtres abruptes et les reliefs aigus.*

Nous savons que le mode de sédimentation du Flysch facilite les remaniements. *La distinction entre microfaune autochtone et allochtone, reste une des difficultés majeures de son étude.* L'usure du test n'est pas toujours un bon critère, les organismes remaniés peuvent être dans un état de fraîcheur remarquable ! La coloration, l'aspect, l'altération chimique donnent de meilleures indications, encore que parfois trompeuses. Lorsqu'on constate l'extraordinaire fréquence des Préalvéolines et Orbitolines dans tous les niveaux microbréchiques du Flysch Crétacé supérieur, on se rend compte de l'ampleur de ce phénomène, probablement lié aux oscillations du niveau de la mer du Flysch.

J'ai commencé l'*étude stratigraphique régionale* par la description d'une coupe qui longe la limite est du secteur, entre Nay et Arthez-d'Asson. Ce départ a permis de caler d'une façon aussi précise que possible, grâce à un échantillonnage abondant, les divers niveaux que je voulais suivre vers l'ouest, de part et d'autre du front nord-pyrénéen.

Tous les étages du Crétacé supérieur ont été recoupés, mais nous avons constaté que le Santonien était considérablement réduit à l'affleurement, par la présence d'alluvions de l'Ouzom.

Dans le domaine micropaléontologique, j'ai signalé la présence de *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, avec *S. vidali* DOUVILLE et *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER, *O. media* (d'ARCHIAC), *dans le Campanien inférieur à moyen.* De même que j'ai, pour la première fois, remarqué la présence d'*un niveau à nombreux gros Radiolaires au Turonien inférieur.*

La mise au point de la succession locale, basée à la fois sur la microfaune et les microfaciès, que j'ai résumée ci-dessus, m'a souvent permis de remarquer l'*absence du Cénomanien inférieur,* probablement *masqué par le déversement du front nord-pyrénéen vers le nord,* entre Nay et Rébénacq.

J'ai également suivi le niveau à *Globotruncana helvetica* BOLLI dont, au moins la partie supérieure, est caractérisée par une abondance de lits calcaires, qui forment de véritables barres plus à l'ouest.

Le Coniacien, par la présence de grands Foraminifères dans un calcaire zoogène cristallin, graveleux, montre des *affinités avec le même niveau périrécifal d'Espagne* (Sierra de Montsech).

Enfin, la limite supérieure du Santonien présente un *horizon lenticulaire* que l'on peut voir jusqu'au sud de Lasseube et qui se perd ensuite plus à l'ouest. Ce calcaire massif, zoogène, semble un dépôt peu profond et de climat chaud. On remarque souvent, quelques dizaines de mètres au-dessous, un banc de marne rougeâtre à mouchetures verdâtres, qui indique peut-être déjà, pour cette fin d'étage, une tendance à la régression.

Au nord de l'accident frontal, le Campanien forme, à lui seul, une très importante part du Crétacé supé-

1. Le nanisme, que j'ai noté chez certaines formes, peut être dû à plusieurs causes : déficience de nourriture, diminution de salinité qui entraîne une dépense énergétique anormale, ou augmentation de la température qui accélère la maturité sexuelle.

rieur flysch. L'épaisseur de cette série atteint parfois 2 000 mètres ? Les gros bancs de grès en représentent le faciès le plus fréquent, de même que la teinte rouille de ces roches souvent altérées. Néanmoins, la limite avec le Maestrichtien n'est pas lithologiquement des plus nettes. Je me suis efforcé de la tracer sur la carte grâce aux nombreux prélèvements que j'ai opérés afin de découvrir la présence de *Globotruncana calcarata* CUSHMAN dans les lavages. Sa rareté en fait un bon fossile caractéristique, mais j'ai souvent dû extrapoler. La position précise de cette espèce m'a d'ailleurs fait découvrir la *présence possible d'une faille qui n'avait jamais été envisagée, dans la coupe de Gan-Rébénacq,* à la hauteur du kilomètre 5.

Le Maestrichtien, dans l'ensemble plus carbonaté et plus fossilifère que les précédents étages, est d'un levé plus facile. Succédant à une série rythmique marno-gréseuse, avec bancs de calcaires interstratifiés, les « *Marnes de Nay* » *constituent, au Maestrichtien supérieur, un repère morphologique intéressant.* Son peu de dureté donne une *combe souvent accusée* entre le niveau sous-jacent et les calcaires du Dano-Paléocène. La macrofaune, déjà signalée par J. SEUNES (1890), *y est assez fréquente,* voisinant avec les Fucoïdes et Spirophytons.

D'une façon générale, il faut insister sur les *variations très rapides d'épaisseur* du Flysch que l'on constate à tous les niveaux dans un déplacement latéral.

L'accident frontal nord-pyrénéen, *trace anticlinale d'une ancienne ride est-ouest,* limite le pays monoclinal au sud. Je l'ai suivi entre le pont Latapie (coupe de Nay-Arthez-d'Asson) à l'est, jusqu'aux environs de Bélair à l'ouest, où il s'ennoie sous les alluvions du gave d'Ossau.

On remarque que les *terrains du substratum sont de plus en plus anciens en se dirigeant vers l'est.* Albien, tout d'abord, puis Kimméridgien (mis récemment en évidence au voisinage de Bélair) et Callovo-Oxfordien. On ne trouve plus au-delà de Rébénacq, que du Trias supérieur et du Permo-Trias au pont Latapie, avec des roches paléozoïques. Dans la région d'Ossun-Montgaillard, la ride montrerait de larges affleurements de granite.

Les faciès du sillon flysch au sud de cette structure anticlinale ancienne permettent de rencontrer des formations fort différentes. Elles représentent la zone cénomanienne de L. CAREZ et sont actuellement connue dans la région, comme le « pays schistes noirs » qui s'étend loin vers l'est, au-delà de Lourdes.

De la vallée de l'Ouzom au gave d'Aspe, dans un parcours est-ouest, s'étend un étroit synclinal entre l'accident frontal et les chaînons calcaires crétacés inférieurs et jurassiques.

Je n'y ai rencontré qu'une monotone succession de schistes marneux noirs ou gris noirâtres, feuilletés, micacés et gréseux, interstratifiés de quelques bancs de grès ferrugineux à altération rouille.

Le gisement de macrofaune découvert au bois du Bager d'Arudy dans ces terrains, de même que la rare microfaune que livrent les lavages, convergent pour donner un *âge cénomanien*[1] *à cet ensemble synclinal.*

Il existe également quelques lentilles turoniennes au cœur du synclinal, mais leur importance a été considérablement réduite par l'érosion. Mise à part la bande allongée que j'ai pu carter entre Eysus et Buzy, il est pratiquement impossible de représenter ce terrain que des échantillons mettent parfois en évidence, comme à Pont-du-Moulin dans la coupe de Nay.

Toute cette zone est sillonnée de venues éruptives, extrusives dans le Cénomanien inférieur et intrusives dans le Turonien.

Le synclinal d'Oloron, *dont les terrains les plus récents montent au Coniacien,* constitue une transition entre le pays sud « schistes noirs », le monoclinal flysch au Nord du front pyrénéen et la région carbonatée ouest, qui commence sur la rive gauche du gave d'Aspe.

Le vaste bassin du Josbaig, aussi bien que les synclinaux de Bugangue, du bois de Gouloume et de Roquiague, montrent surtout d'épaisses séries calcaréo-marneuses. *Les sédiments détritiques* sont peu représentés, sauf au Cénomanien inférieur où le *Wildflysch,* alimenté par la zone axiale, se trouve réparti sur la bordure sud, ainsi que sur la structure d'Urdach. Une zone cénomanienne s'étend encore au sud, séparée du synclinal du Josbaig par une ride est-ouest à cœur albien, où perce parfois un peu de Trias. Mais il semble y avoir lacune du Cénomanien terminal dans toute cette partie sud (érosion ?).

D'une façon générale, *on peut remarquer la proximité des terrains triasiques en profondeur, dans toute la région que j'ai étudiée.* Cette observation se vérifie aussi bien dans le secteur du pic de Rébénacq (où il est parfois difficile de séparer les argiles du Keuper en place, de celles qui sont remaniées dans le Cénomanien), que dans le secteur de Bélair, Lasseube, Urdach, Ance, Chabalgoïty, l'accident diapirique du Joos et de Viodos.

Les terrains de cette zone ouest ne dépassent pas le Sénonien inférieur, bien que la puissance de chaque étage soit très importante.

Le bord nord du synclinal de Josbaig vient buter par faille contre le monoclinal nord. C'est ainsi qu'on observe le Cénomanien supérieur à Rotalipores le long du cours supérieur du Joos et le Santonien sur

1. L'Albien supérieur semble parfois présent, mais il y aurait probablement lacune de l'Albien inférieur et moyen, tout au long des chaînons nord-pyrénéens, dans cette région.

les rives du gave d'Oloron, aux alentours du pont de Préchacq.

Si, maintenant, nous regardons vers l'est au-delà de la région étudiée, afin d'élargir un peu le cadre des observations stratigraphiques, P. CHARITAT (1961) va nous fournir une description détaillée des terrains qu'il a rencontrés dans la région de Montgaillard-Capvern.

Cénomanien : A des schistes noirs succède un Flysch clair constitué de marnes schisteuses, avec des bancs de microbrèches et calcaire gréseux. Seuls, les niveaux supérieurs sont datés Cénomanien supérieur par les Rotalipores. La brèche polygénique de Mauvezin se place encore dans les schistes noirs ainsi que son équivalent latéral, le conglomérat du Bourridé.

Turonien : Deux ensembles s'individualisent, notamment dans la coupe de l'Arrêt de Montgaillard.

— Une formation basale (100 m environ) caractérisée par une alternance de calcaire gréseux, calcaire à chailles, marne et calcaire marneux.

— Une formation supérieure à nombreux petits bancs de grès micacés, avec des passées microbréchiques, des calcaires argileux intercalés dans les marnes schisteuses noires.

Sénonien inférieur : Le Sénonien inférieur, où on ne peut différencier Santonien et Coniacien, présente de nettes variations d'épaisseur : 400 mètres dans la région de Mauvezin, il passe à 85 mètres à Montgaillard. P. CHARITAT explique ces écarts par la persistance d'un haut-fond en ce dernier point, tandis qu'existe une zone subsidente au nord de Mauvezin. Dans la coupe de Mauvezin, la série est essentiellement constituée de marne grise dont les lits peuvent atteindre 3 mètres de puissance, avec intercalations de niveaux calcaires gréseux et microbrèches.

Campanien : Dans l'Arrêt de Montgaillard, il représente 200 mètres de Flysch. A la base et sur 20 mètres, ce sont des bancs de calcaire gréseux. Tout le reste de la série est marneux avec de minces bancs de calcaire gréseux, absents au sommet. La zone à *Globotruncana calcarata* CUSHMAN n'a pas été mise en évidence. Un peu à l'est, dans l'Arriou de Spou, les marnes toujours dominantes, s'intercalent de bancs gréseux relativement puissants.

Maestrichtien (50 m d'épaisseur). On distingue trois faciès différents : le Flysch constitué de marne bleue, les calcaires supérieurs et les grès micacés. Il y a lacune du Maestrichtien supérieur.

En ce qui concerne la région qui s'étend à l'ouest jusqu'à la mer, j'emprunterai à M. BUCHSTEIN (1964) et M. DELMAS (1957), l'essentiel de leurs descriptions.

— Le *Cénomanien* au N.-N.-O. du Labourd (Pays de Mixe) : La base est constituée par la formation des « grès d'Ayherre » (Albien) équivalent latéral des « grès d'Ascain », ou par les « marnes de Saint-Palais » de l'Albien. Avec un passage progressif, c'est ensuite l'énorme masse qualifiée de « Flysch de Mixe », alternance monotone, souvent noire, d'argile et grès ferrugineux. Ces grès sont fréquemment bréchiques, remaniant des fragments de roches diverses. Le Flysch devient plus calcaire vers le sommet. Il passe, à l'est de la route Hasparren-Labastide, aux « marnes de l'Oyanchoury » du Cénomanien supérieur. Cette formation est mal individualisée à l'ouest.

— Le *Cénomanien* à l'est des massifs basques (synclinorium de Larceveau). La série se découpe comme suit : « Marnes de Saint-Palais », « Flysch de Mixe », Flysch à silex où les marno-calcaires tiennent une large place.

— Le *Turonien* à l'est du Labourd (synclinorium de Larceveau) : Il est représenté par la partie supérieure du « Flysch à silex » ou par des marno-calcaires et calcaires cristallins (microfaciès à gros Radiolaires). Au-dessus se développent les niveaux microcristallins ou microbréchiques à *Globotruncana helvetica* BOLLI.

— Au-delà du croissant d'Armendarits et de la lande de Mixe, les seuls terrains attribuables avec certitude au Turonien sont les « calcaires de Bidache ». Ce sont de petits niveaux de calcaires microcristallins, souvent silicifiés, séparés par de minces lits marneux.

— *Sénonien inférieur :*

Au nord du Labourd, alternances de calcaire argileux, calcaire gréseux, avec quelques passées microbréchiques.

Sur la côte basque, il serait figuré par le Flysch à Fucoïdes et à silex : « Calcaire à silex rubané qui, avec de fines intercalations gréseuses ou microbréchiques, formera la côte jusqu'à la pointe Sainte-Barbe » (M. DELMAS). Il y aurait également, d'après M. BUCHSTEIN, un ensemble plus carbonaté (calcaréo-marneux).

— *Campanien :*

Au nord du Labourd, augmentation de la fréquence des calcaires gréseux qui alternent avec des marnes et quelques passées de calcaire argileux (sur 400 ou 500 m). Les marnes deviennent très abondantes vers le haut de la formation.

Sur la côte basque, ensemble très marneux avec intercalations de grès plus ou moins grossier et brèches, auxquels font suite des marnes grises sur une vingtaine de mètres.

— *Maestrichtien :*

Au nord du Labourd, on distingue :

Partie basale : marne et marno-calcaire à cassure conchoïdale, beige, gris verdâtre ou rouge.

Partie moyenne : alternances de calcaire détritique, marne et marno-calcaire.
Partie supérieure : marno-calcaire beige ou ocre, parfois lité, épais de 120 à 140 m (du Maestrichtien supérieur).

Sur la côte basque :

250 m de marno-calcaire, à cassure conchoïdale ;
Calcaire blanc plus ou moins crayeux et marne grise ;
Marno-calcaire, localement plus marneux, de teinte grise, verdâtre ou rougeâtre.

Cette dernière formation passe aux calcaires du Danien, blancs et rosés. Vers la base, on remarque une zone bréchoïde où l'on trouve emballés des nodules, remaniés sur place, de calcaire marneux.

Je conclurai de ce rapide tour d'horizon que la lithologie du Flysch nord-pyrénéen semble peu varier à l'est et à l'ouest. Comme la région de cette étude occupe une place intermédiaire dans cet ensemble, mises à part les variations locales, elle reflète convenablement l'image de ce Crétacé supérieur. Je peux, sans doute, avancer que *la série paraît globalement s'enrichir en carbonates en allant vers l'ouest. La vallée d'Aspe constituerait ainsi une limite nord-sud entre le « pays gréseux oriental » et le « pays calcaire occidental »*.

Pour terminer ce travail, essentiellement stratigraphique, il m'a semblé utile de donner une image, sinon définitive, du moins cohérente, de la *structure d'ensemble* et de l'*histoire géologique* de cette région.

J'ai utilisé le terme de *ride*, de préférence à celui de *cordillère* qui laisse supposer un état d'activité orogénique permanente. Celle-ci n'existe pas, semble-t-il, dans le Flysch, mise à part la phase pyrénéenne dite anté-cénomanienne, qui se traduit parfois par une discordance nette entre Cénomanien et série antérieure. Ce phénomène est considéré comme un fait certain et très général, depuis J. Roussel (1893).

L'individualisation des rides n'a aucun rapport avec la tectonique embryonnaire. Elles ne font appel (J. Aubouin, 1962) qu'à des mouvements épirogéniques, à l'exclusion de mouvements tectoniques ou orogéniques caractérisés.

La génèse du Flysch trouve une explication dans une tectonique sédimentaire tensionnelle continue, s'appliquant sur une pente mobile. La montée des roches éruptives aurait été ainsi facilitée par des *mouvements différentiels verticaux de grande intensité*. Ceux-ci auraient également provoqué les glissements et éboulements des matériaux grossiers, créant le Wildflysch que l'on voit être, aussi, le résultat d'une tectonique sédimentaire.

Le style tectonique actuel résulte de plissements dysharmoniques du Flysch sur son substratum. A des plis de revêtement dysharmoniques, qui recouvrent en profondeur une ancienne structure, *correspondent souvent, en avant, un ou plusieurs plis d'amortissement de la couverture crétacée supérieure*, qui ne paraissent avoir aucun rapport avec un accident profond.

A tous ces plissements, le plus souvent très aigus, font suite de vastes bassins synclinaux, largement ouverts, l'ensemble présentant un mouvement de déversement vers le nord, accentué par les mouvements pyrénéens.

Les sondages que j'ai étudiés, comme l'interprétation de surface, montrent l'*homogénéité de ce style plastique*, qui se conserve dans tout le sillon flysch.

Le simple examen de la carte géologique met en évidence *un axe majeur nord-sud*, passant par le gave d'Aspe, puis s'orientant un peu N.-O avec le gave d'Oloron. A l'ouest de cette séparation, toutes les structures accusent une orientation N.-O. - S.-E., tandis que domine, à l'est, la direction pyrénenne est-ouest.

Dans la région entre Nay et Rébénacq, j'ai surtout mis en évidence :

— La transgression du Cénomanien sur du Permo-Trias ou du Keuper de la ride frontale, avec le déversement progressif de la structure anticlinale ancienne qui tronque souvent la partie inférieure du Cénomanien.

— La variation rapide d'épaisseur du Turonien par exemple, et un jeu de failles en avant du pic de Rébénacq, se traduisant par un feston des couches de tous les étages.

— Ces importantes failles, d'orientation armoricaine, affectent la zone à *G. calcarata* dans la coupe de Gan-Rébénacq, le Santonien dans le lit du Soust, et créent un pincement de toutes les couches avec une venue de Trias au nord de Rébénacq (ferme Bernis).

— Un pli d'amortissement, en avant du front pyrénéen, formant un repli dans le Campanien, dont la colline de l'ermitage d'Asson est une manifestation.

— Un autre jeu de failles E.-O., contemporaines de la sédimentation, longeant les terrains flyschs à l'affleurement et les séparant du Crétacé supérieur qui s'enfonce, brusquement, sous la couverture tertiaire.

Dans le monoclinal entre Bélair et Lasseube :

La région de Lasseube a été l'objet de quelques recherches de ma part. La carrière Houreu m'a livré des microfaciès de l'Hettangien probable, tandis que du Keuper affleure dans le sentier à l'entrée. De plus, une colline du voisinage fournit des miches de « théralite ». J'ai noté, également, la présence de cette roche éruptive dans le Trias traversé par le sondage de Bélair 1, comme si, chaque fois, le magma avait emprunté des chemins d'accès fracturés et des zones de faiblesse. Ces observations permettent de penser que, si l'étalement horizontal du

Trias a pu être favorisé par la faille synsédimentaire E.-O., sa montée est due à sa proximité de la surface. Lasseube a d'abord été une ride triasique, haut-fond contemporain et symétrique de Rébénacq. Puis, les tectoniques crétacées et tertiaires l'ont façonné sous son aspect particulier. Enfin, je pense qu'*à l'aplomb de cette structure, les terrains jurassiques et crétacés inférieurs ne sont pas présents,* soit qu'il n'y ait pas eu dépôt, soit que peu épais, ils aient été érodés à l'anté-cénomanien, la structure étant émergée.

Dans la région d'Estialescq à Préchacq, les couches du Santonien au Maestrichtien s'infléchissent brusquement au nord.

Le synclinal maestrichtien, au sud du village d'Estialescq, semble une nouvelle manifestation en surface du repli connu en profondeur dans le Campanien.

Quant au contact anormal du pont de Préchacq, c'est un accident postérieur au Crétacé supérieur. Je le verrais comme une conséquence des mouvements pyrénéens et un contrecoup du gauchissement de toute la région ?

Le synclinorium d'Arudy-Oloron est une succession de plis anticlinaux aigus et synclinaux larges. L'anticlinal, à cœur aptien supérieur des bains de Saint-Christau, en est un premier exemple, le massif eruptif de Pélégria en est un second.

De la vallée d'Aspe au Saison s'observe un découpage en compartiments du synclinal de Josbaig, par les vallées du Vert et du Joos. Son bord sud peut s'interpréter comme un « hog-back » déversé, à regard N.-E. Tandis qu'une ride anticlinale albienne du col d'Etche au Joos, cénomanienne à Roquiague, se poursuit jusqu'à la combe de Chéraute, ouverte dans les schistes noirs albiens. *Aucune véritable discordance ne s'observe dans cette zone* entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. Par contre, entre Ance et Féas, la vallée du Vert coïncide avec une déchirure profonde, ayant même dû affecter le substratum.

La Paléogéographie de la région est tellement complexe que je n'ai pu me permettre d'en donner une construction détaillée.

Le trait le plus net est évidemment la naissance du sillon flysch lui-même, à direction pyrénéenne, *zone de subsidence active* succédant à celle de l'Albien.

La partie ouest du secteur est caractérisée par un important rejeu de tout son ensemble, résultant de la déformation épirogénique ayant créé une remontée de l'ouest par rapport à l'est, de part et d'autre de l'axe majeur N.-S. passant par la vallée d'Aspe.

Le bassin ouest montre, au Cénomanien, des apports venant du sud, tandis que le pays est s'alimente de sédiments détritiques qui proviennent en majorité de l'est.

Puis, jusqu'au Santonien, la sédimentation va s'homogénéiser par suite d'un ralentissement de la tectogénèse.

La subsidence différentielle indique, avec le Campanien transgressif, une nouvelle déformation épirogénique qui bascule la région vers le nord. Ce mouvement a pour effet de localiser les épaisses séries sédimentaires au nord de l'accident frontal.

De nouveau, à la fin du Crétacé supérieur, une courte période de stabilité amène le comblement progressif des sillons et l'arrêt des apports détritiques.

La fin du Maestrichtien coïncide avec un cycle régressif, l'achèvement de l'ère secondaire et l'extinction à peu près totale de toute une tranche de vie.

BIBLIOGRAPHIE

QUELQUES ABREVIATIONS

B.C.G.F.	*Bulletin du Service de la carte géologique de France.*
B.S.G.F.	*Bulletin de la Société géologique de France.*
B.S.H.N.	*Bulletin de la Société d'histoire naturelle .*
C.R.Ac.sc.	*Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences.*
C.R.S.G.F.	*Comptes rendus sommaires des séances de la Société géologique de France.*
E.G.H.	*Eclogae Geologicae Helvetiae.*
I.F.P.	Institut français du pétrole.
M.S.G.F.	*Mémoires de la Société géologique de France.*
R.G.	*Rapport géologique.*
S.N.P.A.	Société nationale des Pétroles d'Aquitaine.

I. — GEOLOGIE GENERALE, STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE, TECTONIQUE.

Ackermann E. (1948). — « Thixotropie und Flieszeigenschaften feinkörniger Böden », *Geologische Rundschau*, Band 36.

Alimen H. et Beucher F. (1960). — « Premiers résultats d'une étude statistique de la forme des grains de quartz dans des sables d'origines diverses », *C.R.Ac.sc.*, p. 165-167, t. CCL, n° 1.

Alleman F. (1956). — Geologie des Furstentums Liechtenstein (S.W. Teil) unter besonderer Berucksichtigung des Flyschproblems, *Thesis*, Bern, 244 p.

Allen J.R.L. (1960). — « The Man 'Tor Sandstones : A « Turbidite » facies of the Namurian deltas of Derbyshire, England », *J. of Sedimentary Petrology*, vol XXX, n° 2, p. 193-208, fig. I-II.

Andrée K. (1915). — « Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung », *Geologische Rundschau*, Band 6, p. 351.

Antun P. (1950). — « Sur les Spirophytons de l'Emsien de l'Oesling (Grand Duché de Luxembourg) », *Bull. Soc. belg.*, t. LXXIII, n° 8-10.

Arbenz P. (1919). — « Problem den sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen », *Wierteljahr Nat. Ges.*, t. LXIV, Zürich.

Archiac (d') (1837). — « Mémoire sur la formation crétacée du Sud-Ouest de la France », *M.S.G.F.*, t. II, 1re série, p. 158.

Argand E. (1916). — « Sur l'arc des Alpes occidentales », *E.G.H.*, vol. XIV, p. 145 .

Argand E. (1921). — « Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes », *Act. Soc. helv. sc. Nat.*, Aarau.

Arnaud H. (1877). — « Les terrains crétacés du S.W. de la France », *M.S.G.F.*, 2e série, t. X.

Arnaud H. (1878). — « Danien, Garumnien et Dordonien », *B.S.G.F.*, 3e série, t. VII.

Arnaud H. (1891). — « Sur la limite tracée par Coquand entre le Santonien et le Campanien », *B.S.G.F.*, 3e série, t. XIX, p. 665-668 et *C.R.S.G.F.*, 1891, p. 88-89.

Arnaud H. (1897). — « Divisions naturelles du Crétacé supérieur au-dessus du Santonien dans le Sud-Ouest et dans la région pyrénéenne », *B.S.G.F.* (3), t. XXV, p. 676-681 et *C.R.S.G.F.*, 1897, p. 121.

Astre G. (1947). — « Débris de Rudistes dans le Cénomanien d'un sondage de Saint-Marcet », *C.R.S.G.F.*, 17 nov. 1947, p. 290-291.

Astre G. (1956). — « Septaria dans les marnes lutétiennes de Ventenac-Cabardés (Vendée) », *C.R.S.G.F.*, 19 mars 1956, p. 80.

Astre G. (1956). — « Note complémentaire sur la structure des nodules de marne cloisonnée », *C.R.S.G.F.*, 14 mai 1956, p. 154.

Atanasiu I. (1948). — Les Faciès du Flysch, Londres, *Int. Congr.* 18th Sess.

Aubouin J. (1958). — « Essais sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal. Le secteur grec des Dinarides (Hellénides) », 1 texte-pl., 4 fig. *B.S.G.F.* (6), t. VIII, p. 731-749.

Aubouin J. (1959). — « Granuloclassement vertical (« graded-bedding ») et figures de courant (« current marks ») dans les calcaires purs. Les brèches de flanc des sillons géosynclinaux », *B.S.G.F.* (7), t. Ier, n° 6, p. 578-582.

Aubouin J. (1961). — « Propos sur l'orogénèse », *Bull. trim. Serv. inf. géol. du B.R.G.M.*, nos 52-53, p. 1-21 et 1-24, 28 fig.

Aubouin J. (1961). — « Propos sur les géosynclinaux », (16 fig.), *B.S.G.F.*, t. III, n° 7, p. 629-725.

Azzaroli A. (1954). — Relazione sull'escursione C. 31, C.R. des excursions : Série Maroc, n° 16, *Congrès géol. intern.*, 19e sess., Alger, 1952.

Baer A. (1956). — « La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de M.P. Fourmarier », *Geol. Rundschau*, Bd. 45, p. 234-247.

Bagnod R.A. (1962). — Auto-suspension of transported sediment ; turbidity currents, *Proceedings of the Royal Society.* Series A Mathematical and Physical Sciences, n° 1322, vol. CCLXV, London.

Bailey E.B. (1930). — « New light on sedimentation and tectonics », *Geol Mag.*, vol. LXVII, p. 77-92.

Bailey E.B. (1936). — « Sedimentation in relation to tectonics », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. XLVII, p. 1713-1726, 3 fig.

Bailey E.B. (1949). — « Critique de : Sequence in layered rock de R.R. Shrock », *Geol. Mag.*, vol. LXXXVI, n° 2, p. 132-134.

Balk R. (1953). — « Structure of Graywacke areas and taconic range, east of Troy, New York », *Bull. Geol. Soc. America*, t. LXIV, p. 811-864.

Barbier R. et Trumpy R. (1955). — « Sur l'âge du Flysch de la zone des brèches de Tarentaise », *B.S.G.F.* (6), t. V, p. 207.

Barbier R. et Debelmas J. (1961). — « Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLII, n° 6, p. 916-918.

Barrell J. (1917). — « Rythms and the measurement of Geologic time », *Bull. Soc. America*, vol. XXVIII, p. 745-904.

Barrère P. (1961). — « Le métamorphisme pyrénéen », *Rev. géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, t. XXXII, p. 75-77.

Barrois Ch. (1883). — « Analyse des recherches de M. Johannes Kuhn sur les Ophites des Pyrénées », *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. IX, p. 89-96.

Basse de Menorval E. et Sornay J. (1959). — « Généralités sur les faunes d'Ammonites du Crétacé supérieur français », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*. Coll. sur le Crétacé supérieur, p. 7-26.

Bassett D.A. et Walton E.K. (1960). — « The Hell's mouth grits : Cambrian graywackes in st. Tudwal's Peninsula, North Wales-Quart », *J. Geol. Soc.*, London, t. CXVI, p. 85-110.

Beach F.K. (1955). — « Cardium ; a turbidity current deposit », *J. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, t. III, n° 8, p. 123.

Beach F.K. (1956). — Reply to Dewiel on turbidity current deposits, *J. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, t. IV, n° 8, p. 175-177.

Bell H.S. (1942). — « Density currents as agents for transporting sediments », *J. of Geol.*, vol. L, p. 512-547.

Bell H.S. (1947). — « The effect of entrance mixing on the size of density currents in Shaver lake », *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. XXVIII, p. 780-791.

Beneo E. (1956). — « Accumuli terziari da risedimentazione (Olisostroma) nell'Appennino centrale et frane sootomarine ». *Boll. Soc. Geol Ital.*, vol. LXXVIII, p. 291-321.

Beneo E. (1956). — « Il problema delle « Argille scagliose » « Flysch » in Italia e sua probabile risoluzione. Nuova nomenclatura », *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. LXXV, 3, p. 53-63.

Beneo E. (1957). — « Sull'olistotroma quaternario di gela », *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. LXXIX, p. 5-15.

Bersier A. (1945). — « Sédimentation molassique, variations latérales et horizons continus à l'Oligocène », *E.G.H.*, t. XXXVIII, n° 2.

Bersier A. (1948). — « Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine », *Int. Geol. Congr.*, 18th Sess. Part IV, Londres.

Bersier A. (1949). — « La sédimentation cyclique de type molassique en fonction de la subsidence continue », *Sédim. et Quater. France*, Bordeaux.

Bersier A. (1953). — « La sédimentation cyclique des faciès détritiques molasse et houiller. Signification et cause », *Rev. I.F.P.*, vol. VIII, Paris.

Bersier A. (1958). — « Molasse et Flysch », *V^e Congrès international de Sédimentologie*, Suisse, livret guide, excursion C.

Bersier A. (1959). — « Séquences détritiques et divagations fluviales », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3, p. 854-893, 11 fig. dans le texte.

Berthois L. (1955). — « Contribution à l'étude de la sédimentation et de la géologie sous-marine, dans le golfe de Gascogne », *Rev. Trav. Inst. pêches marit.*, t. XIX, n° 4, p. 501-579.

Berthois L. (1956). — « Turbidité des eaux à l'entrée de l'estuaire de la Loire », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLIII, n° 25, p. 2113-2115.

Berthois L. (1959). — « Remarques sur les rides sous-marines », *Trav. Inst. pêches marit.*, t. XXIII, p. 226-239, 6 fig., 2 tabl.

Berthois L. (1960). — « La répartition des sédiments actuels sur les plates-formes continentales », *C.R.Ac.sc.*, t. CCL, p. 2239-2240.

Berthois L. et Brenot R. (1957). — « Note préliminaire sur la topographie du talus du plateau continental dans le golfe de Gascogne », *Rev. trav. Inst. pêches marit.*, t. XXI, n° 3, p. 435-437.

Berthois L. et Brenot R. (1960). — « La morphologie sous-marine du talus du plateau continental entre le Sud de l'Irlande et le cap Ortegal (Espagne) », *J. Com. inst. expl. mer,,, vol.* XXI, n° 2, p. 111-114.

Berthois L. et Le Calvez Y. (1959). — « Deuxième contribution à l'étude de la sédimentation dans le golfe de Gascogne », *Rev. trav. Inst. pêches marit.*, t. XXIII, n° 3, p. 323-376, 1 pl.

Bertrand M. (1883). — « Sondage de Salies », *B.S.G.F.* (3), t. XII, p. 33-34.

Bertrand M. (1892). — « Sur la déformation de l'écorce terrestre », *C.R.Ac.sc.*, t. XIV, p. 402-406.

Bertrand M. (1906). — « Sur les grandes lignes de la structure des Pyrénées », *B.S.G.F.* (4), t. VI, p. 823-825.

Bertrand M. (1911). — « Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales ; essai de carte structurale des Pyrénées, *B.S.G.F.* (4), t. II, p. 122-153, 6 fig., 1 pl.

Bértrand M. (1911). — « Sur la structure des Pyrénées occidentales », *C.R.Ac.Sc.*, t. XLII, p. 639-642, 1 fig.

Bertrand M. (1911). — « Sur la prolongation des nappes nord-pyrénéennes dans les Pyrénées occidentales », *C.R.Ac.sc.*, t. XLII, p. 139-140.

Bertrand M. (1911). — « Sur divers points de la géologie des Pyrénées occidentales et orientales ». *C.R.S.-G.F.*, p. 177-179.

Bertrand M. (1920). — « A propos des brèches cénomaniennes de la région sous-pyrénéenne », *C.R.S.G.F.*, p. 112-113.

Bertrand M. (1920). — « Sur le mode de formation des nappes nord-pyrénéennes », *C.R.Ac.sc.*, t. CLXXI, p. 1155-1158.

Bertrand M. (1924). — « Observations sur la structure des Pyrénées », *C.R.S.G.F.*, p. 172.

Bertrand M. (1940). — « Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées », *B.C.G.F.*, n° 204, t. XLII, 79 p., 12 fig.

Bertrand M. et Jacquot E. (1885). — « Sur les filons d'ophite dans le terrain crétacé des Pyrénées », *B.S.G.F.* (3), t. XIII, p. 575.

Birot P. (1955). — « Les méthodes de la morphologie », *Presses universitaires de France*, Paris.

Billy E. de (1868). — « Note sur les ophites. Observations de M. Jacquot », *B.S.G.F.* (2), t. XXV, p. 682-683.

Birkenmajer K. (1956). — « Sedimentary characteristics of the Jarmuta beds (Maestrichtian) in the Pieniny Klippen Belt (Central Carphathians) », *Bull. Acad. polon. des sc.*, n° 10, t. IV, p. 729-735.

Birkenmajer K. (1957). — « Sedimentary characteristics of the flysch aalanian in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians) », *Bull Acad. polon. des sc.*, t. V, n° 4, p. 451-456.

Birkenmajer K. (1957). — « Turbidity currents in the marine environment », *Przeglad Geofizycny*, Roc. II (X), Zevzyt. 3, p. 165-178.

Birkenmajer K. (1957). — « Remarks on the sedimentation of the aalanian flysch and Jarmuta beds (Senonian) of the Pieniny Klippen Belt », *Ann. Soc. geol. Pologne*, t. XXVI, p. 165-178.

Birkenmajer K. (1959). — « Classification of bedding in flysch and similar graded deposits », *Studia Geol. Polon.*, t. III, p. 133.

Blanc J.J. (1956). — « Recherche de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale ». *Bull. mus. hist. nat. Marseille*, t. XVI, p. 25-32.

Blanc J.J. (1956). — « Recherche de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale », thèse Paris, *Ann. Inst. océanogr.*, Masson, 1958, 140 p.

Blanc J.J. (1957). — « Observations sédimentologiques sur le littoral rocheux à l'est de Marseille », *Rev. I.F.P.*, vol. XII, n° 4, p. 411-420.

Blanc J.J. (1959). — « Problèmes sédimentologiques dans le Coniacien de la Ciotat (B.-du-Rh.) », C.R. Coll. Crétacé sup., *Congr. Soc. sav. Dijon*, p. 27-34.

Blanc R. (1964). — *Contribution à l'étude géologique de la région entre Lourdes et Nay*, thèse 3e cycle. Paris.

Boillot G. (1961). — « La répartition des fonds sous-marins dans la Manche occidentale », *Cahiers de biologie marine*, t. II, cahier 2, p. 187-208.

Botteron G. (1961). — « Etude géologique de la région du Mont-d'Or (Préalpes romandes) », *E.G.H.*, vol. LIV, n° 1, p. 29-106, 16 fig., 12 pl.

Bouillé comte R. de (1876). — *Paléontologie de Biarritz et de quelques autres localités des Basses-Pyrénées*, Pau.

Bouma A.H. (1959). — « Flysch oligocène de Peira-Cava (Alpes-Maritimes), *E.G.H.*, vol. LI, 3, p. 893-900.

Bouma A.H. (1959). — « Some data on turbidites from the Alpes-Maritimes (Fr.) », *Geol en Mijn.*, vol. XXI, p. 223-227.

Bouma A.H. (1962). — « Sedimentology of some Flysch deposits », *Elsevier publishing company*, Amsterdam-New York, 31 fig., 17 tabl., 8 pl. Thèse univ. Utrecht, 1961.

Bouma A.H. et et Brouwer A. (Editors) (1964). — « Turbidites. Developments in sedimentology » n° 3, *Elsevier publishing company*, 1 vol. 264 p.

Bourcart J. (1938). — « La marge continentale : essai sur les transgressions et régressions marines », *B.S.-G.F.*, (5), t. VIII, p. 393.

Bourcart J. (1941). — « Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles », *B.S.G.F.* (5), t. II, p. 117-158.

Bourcart J. (1944). — « Stratification ou « litage », *C.R.S.G.F.*, n° 8, p. 75-77.

Bourcart J. (1949). — *Géographie du fond des mers*, Payot, Paris.

Bourcart J. (1950). — « Le socle continental de Toulon à la frontière espagnole », *Confér. Centr. rech. études océan.*, vol. III, p. 1-10.

Bourcart J. (1952). — *Océanographie*, Centre doc. universitaire.

Bourcart J. (1952). — *Les Frontières de l'Océan*, Paris.

Bourcart J. (1953). — « Contribution à la connaissance du socle sous-marin de la France, le long de la côte méditerranéenne », *C.R. XIXe Congr. géol. int.*, Alger, 1952, fasc. 4, p. 25-63.

Bourcart J. (1953). — « Sables « néritiques » à 2 750 m de profondeur au large de Bougie, Algérie », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXXXVI, 7, p. 738-740.

Bourcart J. (1954). — « Les vases de la Méditerranée et leur mécanisme de dépôt », *Deep sea research*, vol. I, n° 3, p. 126-130.

Bourcart J. (1954). — « Recherches de géologie sous-marine profonde », *B.S.G.F.*, t. IV, fasc. VII-IX, p. 557-564.

Bourcart J. (1954). — *Le fond des Océans* (Que sais-je), Presses universitaires de France.

Bourcart J. (1955). — « Quelques remarques sur les littoraux actuels pour la compréhension des littoraux fossiles », *B.S.G.F.* (6), t. V, p. 571-576.

Bourcart J. (1955). — « Les sables profonds de la Méditerranée », *Arch. des sc.*, vol. VIII, n° 1, p. 5-13.

Bourcart J. (1957). — « Essai de carte sous-marine de l'Ouest de la Corse », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, p. 31-36.

Bourcart J. (1958). — *Problèmes de géologie sous-marine*, Masson et Cie, éd., Paris.

Bourcart J. (1959). — « Morphologie du précontinent des Pyrénées à la Sardaigne », *Coll. int. C.N.R.S.*, vol. LXXXIII, p. 33-50.

Bourcart J. (1960). — « Compte rendu d'une mission de la *Calypso* dans la grande vallée sous-marine de Nice, *Cahiers océan.*, t. XII, p. 524-526.

Bourcart J. (1960). — « Sur les propriétés physiques des vases profondes, de la Méditerranée occidentale », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLI, n° 19, p. 1951-1953.

Bourcart J. et Boillot G. (1960). — « La répartition des sédiments dans la baie du mont Saint-Michel », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.* (2), vol. III, fasc. 4, p. 189-199.

Bourcart J., Gennesseaux M. et Klimek E. (1960). — « Ecoulements profonds de sables et de galets dans la grande vallée sous-marine de Nice », *C.R.Ac.sc.*, t. CCL, p. 3761-3765.

Bourcart J., Gennesseaux M. et Klimek E. (1961). — « Sur le remplissage des canyons sous-marins de la Méditerranée française », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLII, n° 24, p. 3693-3698.

Bourcart J. et Glangeaud L. (1956). — « Perturbations sous-marines et courants de turbidité du séisme d'Orléansville », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLII, n° 11, p. 1504-1506.

Bourcart J., Lalou Cl. et Houot G. (1950). — « Sur la topographie sous-marine au large de Toulon, *C.R.Ac.sc.*, t. CCXXX, p. 561-563.

Bourcart J., Lalou Cl. et Gennesseaux M. (1958). — « Le relief sous-marin du précontinent entre le Rhône et la Ciotat », *Bull. inf. C.O.E.C.*, t. X, n° 3, p. 144-152.

Bourcart J., Robert P. et Siffre M. (1960). — « Les dépôts de cendres du volcan sous-marin au large de Nice », *C.R.Ac.Sc.*, t. CCLI, p. 1106-1107.

Bourcart J. et Brunn J.H. (1960). — « Vers une morphotectonique des fonds océaniques », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.* (2), vol. II, fasc. 4, p. 253-260.

Bourcart J., Gennesseaux M., Klimek E. et Le Calvez Mme Y. (1960). — « Les sédiments des vallées sous-marines au large, dans le golfe de Gênes », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLI, n° 15, p. 1443-1445.

Bouroz A. (1959). — « La formation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique », *Réunion de sédimentologie H.B.N.P.*

Boussac J. (1912). — « Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin », *Mat. carte géol. France*, Paris.

Bradley J.S. (1956). — « An application of the theory of continent transport by turbidity currents to the dredging of navigable channels », *J. Sedim. Petrol.*, vol. XXVI, p. 119-124.

Bramlette M.N. et Bradley W.H. (1940). — « Geology and Biology of North Atlantic deep sea cores », *U.S. Geol Surv.*, Prof. Pap. 196 A, p. 1-34.

Briggs Jr.L.V. (1953). — « Upper cretaceous sandstones of Diablo Range, Calif. », *Calif. Public. Geol. Sc.*, vol. XXIX, n° 8, p. 417-452.

Broeck Van den E. (1883). — « Note sur un nouveau mode de classification et de notation graphique des

dépôts géologiques, basée sur l'étude des phénomènes de la sédimentation marine », *Bull. mus. roy. hist. nat. belg.*, t. II.

Brouwer A. (1953). — « Rythmic depositional features of the East Surinam coastal plain », *Geol en Mijn.*, vol. XV, p. 226-236.

Bruckner W. (1951). — « Lithologische Studien und Zyklische Sedimentation in der Helvetischen Zone der Schweiser Alpen », *Geologische Rundschau*, Stuttgart.

Bruet E. (1954). — « Contribution à l'étude des roches à Radiolaires », *C.R. Congrès géol. int.*, 19e sess., Alger, 1952, section XIII, fasc. XIII, p. 59-62.

Brunn J.H. (1956). — « Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale », thèse sc. Paris, *Ann. géol. Pays. Hell.* t. VII, 358 p.

Brunn J.H. (1959). — « La dorsale médio-atlantique et les épanchements ophiolithiques », *C.R.S.G.F.*, t. VIII, p. 234-236.

Bubnoff S (von) (1947). — « Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie », *Geologische Rundschau*, Stuttgart, vol. XXXV, p. 6-22.

Bucher W.H. (1940). — « Submarine valleys and related geologic problems of the north Atlantic », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LI, p. 489-512.

Buchstein M. (1962). — « Mesures de traces de courants dans le Flysch nord-pyrénéen », *IVe Congr. intern. d'études pyrénéennes* (à paraître).

Buchstein M. (1964). — « Faciès Flysch et figures sédimentaires au Crétacé supérieur, dans les Pyrénées occidentales françaises », *thèse 3e cycle*, Dijon.

Buffington E.C. (1961). — « Experimental turbidity currents on the sea floor », *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol Geol.*, vol. XLV, n° 8, p. 1392-1400, 3 fig.

Bullard E.C. (1954). — « A discussion on the floor of the Atlantic Ocean », *Proc. Roy. Soc. A.*, 222, p. 287-407.

Burst H.F. (1958). — « Glauconite » pellets : their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations », *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. XLII, p. 310-327.

Bush D.C. (1954). — « Turbidity currents as a sedimentary agent », *The Compass.*, 31, p. 175-177.

Busnardo R., Durand-Delga M., Fallot P. et Sigal J. (1957). — « Nouveaux documents sur le Crétacé supérieur des environs de Caravaca (Prov. de Murcie), Espagne), *C.R.Ac.Sc.*, t. CCXLV, p. 462-465.

Busnardo R., Durand-Delga M. et Fallot P. (1958). — « Le contact frontal du sub-bétique entre le massif du Revolcadores et la sierra Sagra (Prov. de Grenade et de Murcie, Espagne) », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLVI, p. 2320-2325.

Buxtorf R. (1930). — « Géologie du front septentrional des Pyrénées au nord de Saint-Girons (Ariège) », *Bull. Soc. hist. nat.*, Toulouse, t. LIX, fasc. I, p. 19-137, 3 fig., 3 pl.

Cadish J. (1946). — « Uber den Flysch der Tasna-Decke », *E.G.H.*, Basel.

Cailleux A. (1950). — « La sédimentation, cause possible d'orogénèse », *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 102, p. 174-176.

Callame B. (1961). — *Travaux du C.R.E.O.*, nouv. sér., 4, p. 1-118.

Callame B. (1963). — « Sur la Thixotropie apparente et la dilatabilité de certains sédiments littoraux ». *C.R. Ac.sc.*, t. CCLVI, n° 1, p. 228-230.

Caralp J. (1890). — « Sur un kersanton pyrénéen ; son âge, ses affinités avec l'ophite », *C.R.Ac.sc.*, t. CX, p. 599-602.

Caralp J. (1899). — « Sur le Flysch à Fucoïdes de la Bellougue et du bassin d'Oust », *B.S.G.F.* (3), t. XXVII, p. 436-443 et *C.R.S.G.F.*, p. 78.

Carez L. (1881). — *Etudes des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne*, Paris, Savy.

Carez L. (1896). — « Sur l'âge des schistes ardoisiers de Bagnères-de-Bigorre (Hautes-Pyrénées) et de Saint-Lary (Ariège) et sur l'époque d'apparition des diverses roches éruptives dans la région parisienne », *B.S.G.F.* (3), t. XXIV, p. 379-391.

Carez L. (1903-1909). — « La géologie des Pyrénées françaises », *M.C.G.F.* (6 fasc. et 1 suppl.).

Carez L. (1912). — « Résumé de la géologie des Pyrénées françaises », *M.S.G.F.* (4), t. II, n° 7.

Carozzi A. (1950). — « Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation », *Arch. des sc.*, Genève, vol. III, p. 17-40, 95-146.

Carozzi A. (1951). — « Turbidity currents » et brèches multicolores du Purbeckien du Grand-Salève (Haute-Savoie) », *Arch. des sc.*, Genève, vol. IV, p. 206-208.

Carozzi A. (1951). — « Tectonique et rythmes de sédimentation », *Arch. des sc.*, Genève, vol. IV.

Carozzi A. (1951). — « Le comportement des feldspaths authigènes dans le Crétacé supérieur helvétique », *Arch. des sc.*, Genève, vol. IV, p. 134-137.

Carozzi A. (1952). — « Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine. Une hypothèse de travail », *Arch. des sc., Genève*, vol. V.

Carozzi A. (1952). — « Tectonique, courants de turbidité et sédimentation », *Rev. gén. sc.*, t. LIX, p. 229-245.

Carozzi A. (1953). — *Pétrographie des roches sédimentaires*, Librairie de l'Université, Lausanne, F. Rouge et Cie.

Carozzi A. (1957). — « Tracing turbidity current deposits down the slope of an alpine basin », *J. Sedim. Petrol.*, vol. XXVII, p. 271-281.

Carozzi A. (1958). — « Micro-mechanisms of sedimentation in the epicontinental environment », *J. Sedim. Petrol.*, vol. XXVIII, p. 133-150.

Carozzi A. (1960). — « Microscopic arched flow structures and spiral structures in sedimentary rocks », *Bull. Inst. nat. genevois*, t. LX, p. 1-23.

Carsola A.J. (1954). — « Submarine canyons on the artic slope », *J. Geol.*, vol. LXII, p. 606-610.

Casteras M. (1933). — « Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales », *B.C.G.F.*, t. XXXVII, n° 189.

Casteras M. (1960). — « Extension et constitution de la couverture du Crétacé supérieur dans la partie centrale de la zone nord-pyrénéenne », 21e session *Norden Copenhagen*, Part. XII, p. 191-197.

Casteras M. et Clavier B. (1958). — « Sur l'extension du Crétacé supérieur en Bigorre ». *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLVII, p. 2164-2165.

Cayeux L. (1931). — « Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires », *M.C.G.F.*

Cayeux L. (1935). — *Les roches sédimentaires de France roches carbonatées (calcaires et dolomies)*, Masson, édit., Paris.

Celet P. (1960). — « Sur la découverte de quelques gisements fossilifères éocènes en Grèce méridionale (Montagnes de l'Iti) et sur les faciès du Flysch dans cette région », *Soc. géol. du Nord, annales*, t. LXXX, p. 56-62.

Charitat P. (1960). — *Etude géologique de la région de Montgaillard-Caprern*, thèse 3e cycle, Paris.

Charnock H. (1959). — « Turbidity currents. Report of a symposium », *Roy. Astr. Soc. Nature*, t. CLXXXIII, p. 657-659.

Charpentier J. (1823). — *Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées*, 633 p., 1 carte géol., in-8° Paris.

Ciry R. (1951). — « Observations sur le Crétacé de la Navarre espagnole au N.W. de Pampelune ». *CR.Ac.sc.*

Ciry R. (1955). — « Les milieux marins fossiles », *Bull. Inst. océan. Monaco*, n° 1055.

CIRY R. et MENDIZABAL J. (1949). — « Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale », *Ann. Hébert et Haug*, vol. VII, Paris.

CIRY R. et DUPÉRIER R. (1952). — « Sur la découverte d'Alvéolines dans le Flysch de Bidart-Caseville (Basses-Pyrénées) », *Bull. scient. Bourgogne*, t. XIII, p. 9-11.

CIZANCOURT H. de (1934). — « Plissements disharmoniques et diapirisme », *B.S.G.F.* (5), t. IV, p. 181-200.

CIZANCOURT H. de (1948). — « Essai d'interprétation de la tectonique profonde des Pyrénées », *B.S.G.F.* (5), t. XVIII, p. 271-284.

CLARK J. (1962). — « Field interpretation of red beds », *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, vol. LXXIII, p. 423-428.

CLOOS E. (1952). — « Linéation », *Geol. Soc. Amer. Mem.*, vol. XVIII.

COLLIGNON M. (1959). — « Corrélations sommaires entre les dépôts du Crétacé supérieur de Madagascar et ceux de l'Europe occidentale, en particulier de la France », *C.R. Congrès Soc. sav. Dijon*, Coll. sur le Crétacé supérieur, p. 41-52.

COLLOMB P. (1960). — « La linéation dans les roches », *Bull. trim. du Serv. d'inform. géol. du B.R.G.M.*, n° 48, p. 1-11.

COLOM G. (1947). — *Estudios sobre la sedimentation profunda de las Baleares*, Madrid, Instituto « Lucas Mallada ».

COLOM G. (1957). — « Sur les caractères de la sédimentation des Géosynclinaux mésozoïques », *B.S.G.F.* (6), t. VII, fasc. VIII-IX, p. 1167-1185.

Congrès international de Sédimentologie, Suisse 1958. — *Résumé des communications scientifiques.*

COQUAND H. (1836). — « Sur les calcaires à Fucoïdes des Pyrénées », *B.S.G.F.* (1), t. VII, p. 310.

COQUAND H. (1861). — « Crétacé des Pyrénées », *B.S.G.F.* (2), t. XVIII, p. 158.

CORMINBŒUF P. (1961). — « Association de Belemnitella et de Globotruncanidae dans le Campanien supérieur des Alpettes (Préalpes externes fribourgeoises) », *E.G.H.*, vol. LIV, n° 2, p. 491-498.

COTTON C.A. (1951). — « Redeposition theory of sedimentation - New Zeal., *J. sc. techn.*, Sect. B, 32, 5, p. 19-25.

COUSTEAU J.Y. (1955). — « Diving through and undersea avalanche », *Nat. Geogr. Mag.*, t. CVII, p. 538-542.

CROOK K.A.W. (1959). — « Unconformities in turbidite sequences », *J. Geol. U.S.A.*, vol. LXVII, n° 6, p. 710-713.

CROOK K.A.W. (1960). — « Classification of arenites », *Amer. J. Sc.*, vol. CCLVIII, p. 419-428.

CROOK K.A.W. (1960). — « Classification of arenites », *Amer. J. Sc.*, vol. CCLVIII, p. 419-428.

CROUZET et FREYCENET de (1853). — « Etude géologique sur le bassin de l'Adour », *Ann. Mines*, 5e sér., IV, p. 361-442, pl. IV, fig. 2-6.

CROWELL J.C. (1955). — « Directional current structures from the prealpine Flysch, Switzerland », *Bull. of the Geol Soc. of America*, vol. LXVI, n° 11, p. 1351-1384.

CROWELL J.C. (1957). — « Origin of pebbly mudstones », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, t. LXVIII, p. 993-1009.

CROWELL J.C. (1958). — « Sole markings of graded graywake beds : a discussion », *J. Geol.*, vol. LXVI, p. 333-335.

CUVILLIER J. (1947). — *Quelques observations géologiques en Aquitaine méridionale*, Assoc. fr. techn. pétr. groupe S.W. Pau, 29-30 nov., p. 47-49.

CUVILLIER J. et DUPOUY-CAMET J. (1947). — « Mouvements tectoniques anté-cénomaniens dans l'avant-pays pyrénéen, en Aquitaine occidentale », *C.R.S.G.F.*, p. 101.

CUVILLIER J. et DUPOUY-CAMET J. (1955). — *Essai de synthèse paléogéographique du Sud-Ouest du bassin d'Aquitaine*, Compagnie française des pétroles, R.G. n° 3 (inédit).

DAGUIN F. (1932). — *A propos de la signification stratigraphique de Nautilus danicus Schloth.*, Soc. linéenne de Bordeaux, t. LXXXIV, p. 98-101, pl. I-II.

DAGUIN F. (1948). — *L'Aquitaine occidentale*, Hermann et Cie, Paris.

DALY R.A. (1936). — « The origin of submarine canyons », *Amer. J. Sc.*, 5th series, vol. XXXI, p. 401-420.

DALY R.A. (1942). — « The floor of the ocean », *Univ. North Carolina Press*, Chapel Hill, 177 p.

DANGEARD L. (1955). — « Sur un type de sédimentation très répandu dans le Cambrien de Normandie », *Geologische Rundschau*, Bd 43, Heft. 2, p. 432.

DANGEARD L. (1960). — « Glissement de vase sous-marine et phénomène de compaction. Observations faites en bathyscaphe », *C.R.Ac.sc.*, p. 2224-2225.

DANGEARD L. (1961). — « A propos des phénomènes sous-marins profonds de glissement et de resédimentation », *Cahiers océan.*, t. XIII, n° 2.

DAVIS G.H. (1960). — « Thickness and consolidation of deep-sea sediments : a discussion », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, t. LXXI, n° 11, p. 1727-1728.

DEBELMAS J. (1957). — « Quelques remarques sur la conception actuelle du terme « cordillère » dans les Alpes internes fran;aises », *B.S.G.F.* (6), t. VII, fasc. IV-V, p. 463-474.

DEBOURLE A. (1953). — *Dossier de fin de sondage de Lasseube 1*, S.N.P.A., R.G. n° 170 (inédit).

DEBOURLE A. (1957). — *Paléogéographie du Crétacé supérieur en Aquitaine*, S.N.P.A., R.G. n° 271 (inédit).

DEBOURLE A. et MAUGIS P. (1952). — *L'accident triasique de Lasseube*, S.N.P.A., R.G. n° 138. Annexe : « Géologie de la région au Sud de Gan (1958) » (inédit).

DEBYSER J. (1957). — « La sédimentation dans le bassin d'Arcachon », *Bull. Centre études rech. sc., Biarritz*, t. I, n° 3, p. 405-428.

DELBOS Y. (1854). — *Essai d'une description géologique du bassin de l'Adour*, Thèse.

DELMAS M. (1957). — « La côte basque d'Ilbarritz à la pointe Sainte-Barbe », *D.E.S.*, Paris.

DELMER A. (1951). — « La sédimentation cyclique et notamment la sédimentation houillère considérée comme un phénomène d'oscillations de relaxation auto-entretenues », *C.R. IIIe Congr. avanc. études strat. et géol. carbonifère*, Heerlen, t. I, p. 135-139.

DELOFFRE R. (1959). — « Etude géologique de la région d'Ascain (Basses-Pyrénées) », *D.E.S.*, Paris.

DELOFFRE R. (1962). — « Sur la découverte d'un gisement fossilifère dans le Flysch cénomanien d'Aquitaine », *C.R.S.G.F.*, fasc. III, p. 84.

DELOFFRE R. et POIGNANT A. (1963). — « Contribution à l'étude du passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur en Aquitaine occidentale et méridionale », *Rev. de Micropal* (5), n° 4, p. 226-231.

DELPEY G. (1939). — « Paléogéographie du Sud-Ouest de la France au Crétacé supérieur », *Bull. Soc. hist. nat.*, Toulouse, t. LXXII, p. 250-266.

DERRUAU M. (1958). — *Précis de géomorphologie*, Masson, Paris, 395 p., 164 fig., 50 pl.

DIEULAFAIT (1882). — « Roches ophitiques des Pyrénées », *C.R.Ac.sc.*, t. XCIV, p. 667.

DIEULAFAIT (1884). — « Etude sur les roches ophitiques des Pyrénées », *Ann. sc. géol.*, t. XVI, n° 5, 72 p.

DOEGLAS D.J. (1951). — « The transport of sedimentary material », *C.R. IIIe Congr. avanc. études strat. et géol. carbonifère*, Heerlen, t. I, p. 147-148.

DOUVILLE H. (1906). — « Limite du Crétacé et de l'Eocène dans l'Aquitaine », *B.S.G.F.* (4), t. VI, p. 43-49, 1 fig.

Douville H. (1919). — « A propos d'un mémoire de J. de Lapparent, sur les brèches des environs d'Hendaye », *C.R.Ac.sc.*, t. CLXVIII, p. 1030-1033.

Douville H. (1926). — « Quelques observations sur le terrain crétacé au sud de Pau », *C.R.Ac.sc.*, t. CLXXXIII, p. 768-771.

Douville H. (1928). — « Le Trias à Lasseube et ses roches éruptives, *C.R.S.G.F.*, p. 198-200.

Douville H. (1930). — « Le Crétacé inférieur dans le Béarn et la Bigorre », *B.S.G.F.* (4), t. XXX, p. 213-237, 4 pl.

Douville H. (1931). — « Le Trias et les roches éruptives de Lasseube », *B.S.G.F.* (5), t. I, p. 49-50.

Douville H. (1934). — « Silex, meulières et agates », *B.S.G.F.* (5), t. IV, p. 537-544, 2 pl.

Douville H. et O'Gorman G. (1930). — « Le Trias à Lasseube (2e note) », *C.R.S.G.F.*, p. 58-60.

Douville H. et O'Gorman G. (1931). — « Sur l'accident de Lasseube (3e note) », *C.R.S.G.F.*, p. 128-129.

Douville H. et O'Gorman G. (1931). — « Le Trias à Lasseube », *B.S.G.F.* (5), t. I, p. 519-533.

Douville H. et O'Gorman G. (1933). — « Le pic de Rébénacq », *B.S.G.F.* (5), t. III, p. 281-320, 2 fig., pl. X-XV, 1 carte, et *C.R.S.G.F.*, p. 116-118.

Dreyfuss M. (1951). — « Pour une représentation graphique des formations sédimentaires marines », *B.S.G.F.* (6), t. I, p. 513-529.

Dreyfuss M. (1952). — « Une représentation graphique simple des sédiments marins ; fin de cycle et interruption de cycle », *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXII, p. 119-130.

Dreyfuss M. (1953). — « Essai d'interprétation du coefficient de subsidence », *B.S.G.F.* (6), t. III, p. 206-213.

Dreyfuss M. (1953). — « La profondeur de formation des sédiments marins ; son intérêt. Utilisation des données mécaniques en vue de sa détermination », *Rev. I.F.P.*, n° spécial, p. 70-74.

Dreyfuss M. (1954). — « Les méthodes d'analyse et de représentation graphique des séries sédimentaires », *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXIII.

Dreyfuss M. (1955). — « La notion d'étage géologique et les variations locales de la subsidence », *Bull. Soc. hist. nat. Doubs*, n° 57, p. 105-110.

Dreyfuss M. (1955). — « Le rôle de la houle dans la dispersion des matériaux fins et ses conséquences concernant la sédimentation », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLI, n° 4, p. 430-431.

Dreyfuss M. (1955). — « Influence de la subsidence sur la sédimentation », *Geologische Rundschau*, 43/2.

Duboul-Razavet C. (1956). — « Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône », *M.S.G.F.*, n° 76, 234 p. illustr.

Duboul-Razavet C. (1957). — « Sédimentologie du delta du Rhône », *Rev. I.F.P.*, vol. XII, n° 4, p. 399-410.

Duchaufour P. (1960). — *Précis de pédologie*, Masson, édit., Paris.

Dufaure Ph. (1959). — « Problèmes stratigraphiques dans le Crétacé supérieur des pays de Bigorre et de Comminges », *Rev. de Micropal.*, vol. II, n° 2, p. 99-112.

Dufrenoy (1830). — « Des caractères particuliers que présente le terrain de craie dans le Sud de la France et principalement sur les pentes des Pyrénées », *B.S.G.F.* (1), t. I, p. 9-13.

Dufrenoy (1838). — « Sur le Lias et la craie dans les Pyrénées », *B.S.G.F.* (1), t. IX, p. 241.

Duplaix S. et Cailleux A. (1952). — « Etude minéralogique et morphoscopique de quelques sables des grands fonds de l'océan atlantique occidental », *Med. Ocean. Inst.*, Göteborg, Ser. B, 6, 5, p. 3-27.

Durand-Delga M. (1957). — « Observations à la note de G. Colom » (1957, *B.S.G.F.*) ; *B.S.G.F.* (6), t. VII, p. 1186.

Dzulynski S. et Radomski A. (1955). — « Origin of groove casts in the light of turbidity currents, hypothesis (English summary) », *Acta Geol.*, Polonica, 5, p. 47-66.

Dzulynski S. et Radomski A. (1957). — « Clastic dikes in the Carpathian Flysch », *Ann. Soc. geol Pologne*, t. XXVI (1956), p. 107-126.

Dzulynski S. et Kinle (1957). — « Problematic hieroglyphs of probable organic origin from the Belsveza beds (Western Carpathians), *Ann. Soc. geol. Pologne* (1956), p. 265-270.

Dzulynski S. et Slacza A. (1958). — « Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian Flysch) », *Ann. Soc. géol. Pologne*, t. XXVIII, p. 205-260.

Dzulynski S., Ksiaskiewicz M. et Kuenen Ph.H. (1959). — « Turbidites in Flysch of the polish Carpathian mountains », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LXX, p. 1089-1118, 12 fig.

Eardley A.J. et White M.G. (1947). — « Flysch and Molasse », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LVIII, p. 979-990, 1 fig.

Ellenberger F. (1958). — « Etude géologique du pays de Vanoise », *M.C.G.F.*

Emel'Janova E.P. (1959). — « Périodicité des processus de glissement de terrain », *Prospection et protection du sous-sol*, traduct. *B.R.G.M.*

Emiliani C. et Edwards G. (1953). — « Tertiary ocean bottom temperatures », *Nature*, t. CLXXI, p. 887.

Erhart H. (1956). — *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*, Masson, édit., Paris.

Erhart H. (1961). — « Sur la genèse de certains gîtes miniers sédimentaires, en rapport avec le phénomène de bio-rhéxistasie et avec des mouvements tectoniques de faible amplitude », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLII, n° 19, p. 2904-2906.

Erhart H. (1963). — « Sur le cycle de la silice hydratée dans la biosphère », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLVI, n° 17, p. 3731-3734.

Ericson D.B. (1952). — « North-Atlantic deep sea sediments and submarine canyons », *Trans. N.Y.*, Acad. sc., ser. II, 15, p. 50-53.

Ericson D.B., Ewing M. et Heezen B.C. (1951). — « Deep sea sands and submarine canyons », *Bull. Soc. Geol. Amer.*, vol. LXII, p. 961-965.

Ericson D.B., Ewing M. et Heezen B.C. (1952). — « Turbidity currents and sediments in North Atlantic », *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, vol. XXXVI, n° 3, p. 489-511.

Ericson D.B., Ewing M., Heezen B.C. et Wollin G. (1955). — « Sediment deposition in the deep Atlantic. In A. Polder-Vaart. Crust of the earth ». *Bull. Geol. Soc. Amer.* Spec. Pap., vol. LXII, p. 205-220.

Ewing M., Ericson D.B. et Heezen B.C. (1958). — « Sediments and topography of the gulf of Mexico, habitat of oil », *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, p. 995-1053.

Fabre J.I. (1961). — « Subsidence continue et dépôts houillers », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLIII, n° 19.

Fabre-Taxy S. et Rat P. (1959). — « Le domaine mésogéen au Crétacé supérieur », *LXXXIVe Congr. Soc. sav. Dijon*, Rapp. IV, p. 839-855, 2 fig.

Fairbridge R.W. (1956). — « Eolian calcarenites as a paleoclimatic indicator », *Bull. Geol Soc. Amer.*, vol. LXVII, p. 1813.

Faure-Muret A., Kuenen Ph.H., Lanteaume M. et Fallot P. (1956). — « Sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises-italiennes », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLIII, n° 22, p. 1697-1701.

Feuillée P. (1962). — « Observations sur le Crétacé moyen du bassin de Vera-Sare-Ainhoa (B.-P. et Navarre espagnole) », *C.R.S.G.F.*, fasc. V, p. 138-139.

Feuillée P. (1963). — « La base du Flysch « sud-pyré-

néen » (Navarre espagnole) », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLVI, n° 12, p. 2640-2642.

Fiege K. (1936). — *Stratonomische Beobachtungen in der Grauwackenfazies des Harzer Kulms*, Festschrift zum 60. Geburstag v.H. Stille, Enke-Stuttgart.

Folk R.L. (1959). — « Classification pétrographique pratique des calcaires », *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, vol. XLIII, n° 1.

Folk R.L. et Weave R.C.E. (1952). — « A study of the texture and composition of chert », *Amer. J. Sc.*, vol. CCL, p. 498-510.

Frossard Ch.L. (1877). — « Note pour aider à l'étude du terrain crétacé (étage sénonien) dans la région du Sud-Ouest », *Bull. Soc. Ramond*, t. XII, p. 117-118.

Frossard Ch.L. (1883). — « Géologie de Pau à Laruns », *Bull. Soc. Ramond*, t. XVIII, p. 157-158.

Fuchs P. (1877). — « Uber die Natur des Flysches », *Sitzb., d.k.Akad.d. Wiss.*, Bd. LXXVI, Abt. 1.

Garrigou F. (1866). — « Etude de l'étage Turonien du Crétacé supérieur le long du versant nord des Pyrénées », *B.S.G.F.* (2), t. XXIII, p. 419-431.

Garrigou F. (1867). — « Sur les ophites des Pyrénées », *Mém. Ac. sc. de Toulouse* (6), t. V, p. 448-449 ; *B.S.G.F.* (2), p. 17-20.

Garrigou F. (1868). — « Les ophites ; leur origine sédimentaire et métamorphique », *B.S.G.F.* (2), t. XXV, p. 724-725.

Garrigou F. (1870). — « Coupe d'Arudy à Pau », *B.S.G.F.* (2), t. XXVII, p. 186.

Gennesseaux M. (1960). — « Migration expérimentale du fer dans les sédiments marins », *C.R.Ac.Sc.*, t. CCLI, n° 22, p. 2564-2565.

Gignoux M. (1948). — « La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes », *B.S.G.F.* (5), t. XVIII,, p. 739-761.

Gignoux M. (1950). — *Géologie stratigraphique*, 4e éd., Masson éd., Paris.

Gignoux M. (1950). — « Sédimentation rythmique dans les plaines maritimes et au fond des mers », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXXX, p. 695-698.

Glangeaud L. (1938). — « Etudes quantitatives expérimentales sur l'érosion et le transport par les eaux courantes », *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. II, fasc. IV, p. 323-370.

Glangeaud L. (1941). — « Corrélation statistique, classification et hiérarchie des facteurs intervenant dans la formation des sédiments », *B.S.G.F.*

Glangeaud L. (1949). — « Observations sur le triage granulométrique des sédiments le long des plages sableuses à marées », *Coll. sédimentologie*, La Rochelle, p. 95-111.

Glennie K.W. (1963). — « An interpretation of turbidites whose sole markings show multiple directional trends », *J. of Geol.*, vol. LXXI, n° 4, p. 525-527, pl. I.

Goguel J. (1938). — « Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur », *B.S.G.F.*, t. VIII, p. 251-256.

Goguel J. (1956). — « A propos de l'origine des septarias », *C.R.S.G.F.*, p. 154.

Goldring R. (1963). — « Trace fossils and the sedimentary surface in shallow-water marine sediments », *VIe Congr. Int. Sedim.*, Pays-Bas-Belgique.

Gorceix Ch. (1892). — « Notes sur la géologie des environs de Bayonne », *B.S.G.F.* (3), t. XX, p. 337-344, 3 fig., 1 pl.

Gould H.R. (1960). — « Turbidity currents », *Geol. Surv.*, Prof. Paper, U.S.A., n° 295, 201, 7.

Grangeon M. (1960). — « Observations sur la sédimentation houillère », *B.S.G.F.* (7), t. II, n° 5, p. 630-650, pl. XII, texte-pl.

Graindor M.J. (1958). — « Sur la présence de gros blocs encastrés dans les sables du golfe normano-breton », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLVII, p. 2402-2404.

Grill R. (1953). — « Der Flysch, die Washberg-zone und das Jungtertiär um Ernstbrunn Niederösterreich ». *Jb. Geol. Bundesandstalt Wien*, vol. XCVI, I, p. 65-116, pl. II-III.

Grossgeim V.A. (1961). — « On the possibility of correlating flysch sections at long distances », *Izv.Akad. Nauk.S.S.S.R.*, ser. geol., n° 12, p. 49-57.

Grossouvre A. de (1889). — « Sur le terrain crétacé dans le Sud-Ouest du bassin de Paris », *B.S.G.F.* (3), t. XVII, p. 475-525, pl. XI-XII.

Grossouvre A. de (1901). — « Recherches sur la craie supérieure », *M.S.G.F.*

Gubler Y. et Pomeyrol R. (1943). — « La coupe Gan-Rébénacq », *Bull. Soc. hist. nat.*, Toulouse, t. LXXVIII.

Gubler Y. et Vatan A. (1943). — « Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen, du Pech de Foix et du Dreuilhe (Ariège) pendant les temps crétacés », *B.S.G.F.* (5), t. XIII, p. 299-331.

Gubler Y. et Pomeyrol R. (1943). — « Répartition des faciès à Alvéolines dans le Crétacé supérieur de la bordure nord-pyrénéenne », *Bull. Soc. hist. nat.*, Toulouse, t. LXXVIII, p. 150-152.

Gubler Y. (1944). — « Les caractères bathymétriques du Flysch crétacé supérieur au sud de Pau », *C.R.S.G.F.*, p. 101.

Gubler Y. (1946). — « Sur la stratigraphie du Flysch au sud de Pau (B.-P.) », *B.S.G.F.* (5), t. XVI, p. 401.

Gubler Y. et Pomeyrol R. (1946). — Nouvelles observations stratigraphiques dans l'Eocène au Sud de Pau (B.-P.) », *C.R.S.G.F.*, p. 233 et *B.S.G.F.* (5), t. XVI, p. 423-444.

Gubler Y. et Schneegans D. (1947). — « Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés », *C.R.S.G.F.*, p. 151.

Gubler Y., Castéras M., Ciry R. et Lamare P. (1947). — « Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans le bassin du Laurhibar, au Sud-Est de Mendive (B.-P.) », *C.R.S.G.F.*, p. 329-330.

Gulinck M. (1948). — « Sur des phénomènes de glissement sous-aquatiques et quelques structures particulières dans les sables landéniens », *Bull. Soc. géol.*, Belgique, t. LVII, p. 12-30.

Haaf E. Ten (1956). — « Significance of convolute lamination », *Geol en Mijng.*, D. 18, p. 188-194.

Haaf E. Ten (1959). — « Proporties and occurence of turbidites », *Geol. en Mijnb.*, D. 21, p. 217-222, 1 tabl.

Haaf E. Ten (1959). — « Les directions d'apport dans le Flysch arénacé des Apennins », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3 (1958), p. 977-980, 1 fig.

Haaf E. Ten (1959). — « Graded beds of the northern Apennines », Univ. Groningen, *Thesis*, 102 p.

Hadding A. (1956). — « Caractère lithologique des roches calcaires d'eaux marines peu profondes », *Kgl. fysiogr. Sällsk. Lund. Förhdlg.*, p. 99-116, 12 fig. Trad. Del Medico. n° 3453. *B.R.G.M.*

Hatch F.H., Rastall R.H. et Black M. (1938). — *The petrology of the sedimentary rocks*, 383 p. George Allen and Unwin, London.

Haug E. (1900). — « Les géosynclinaux et les aires continentales », *B.S.G.F.* (3), t. XXVIII, p. 617-711.

Haug E. (1909). — « Les géosynclinaux de la chaîne alpine pendant les temps secondaires », *C.R.Ac.sc.*, t. CXLVIII, p. 1637.

Hébert E. (1867). — « Le terrain crétacé des Pyrénées (première partie) », *B.S.G.F.* (2), t. XXIV, p. 323.

Hébert E. (1877). — « Sur la craie supérieure des Pyrénées », *B.S.G.F.* (3), t. V, n° 10, p. 638.

Hébert E. (1880). — « Recherche sur la craie supérieure du versant septentrional des Pyrénées », *C.R.Ac.sc.*, t. XCI.

Hébert E. (1880). — « Terrain crétacé des Pyrénées (deuxième partie) », *B.S.G.F.* (3), t. IX, p. 62.

Hébert E. (1888). — « Le terrain crétacé des Pyrénées », *B.S.G.F.* (3), t. XVI, p. 731, 16 p., 1 fig., 1 tabl.
Heezen B.C. (1956). — « The origin of submarine canyons », *Sc. American*, p. 36-41.
Heezen B.C. (1959). — « Modern turbidity currents », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3, p. 521-522 (1958).
Heezen B.C. (1959). — « Dynamic processes of abyssal sedimentation : erosion transportation and redeposition on the deep sea floor », *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, t. II, p. 142-163.
Heezen B.C. (1959). — « Géologie sous-marine et déplacement des continents », *Coll. intern. C.N.R.S.*, « La Topographie et la Géologie des profondeurs océaniques », t. LXXXIII, p. 295-302.
Heezen B.C. (1959). — « Deep-sea erosion and unconformities », *J. Geol. U.S.A.*, t. LXVII, n° 6, p. 713-714.
Heezen B.C. (1960). — « Primary structures of deep sea sediments », *Int. Geol. Congr.*, Rep. 21 St. Session, Copenhagen. Résumé.
Heezen B.C., Ewing M. et Menzies R.J. (1955) .— « The influence of submarine turbidity currents on abyssal productivity », *Oikos*, t. VI, 2, p. 170-183.
Heezen B.C., Ewing M. et Menzies R.J. (1958). — « Submarine turbidity flows », *Priroda*, p. 100-104.
Heezen B.C., Tharp M. et Ewing M. (1959). — « The floor of the Oceans : I - The north Atlantic », *Geol. Soc. Amer.*, Spec. Pap., vol. LXV, 122 p.
Heezen B.C., Nesteroff W.D. et Sabatier G. (1960). — « Répartition des minéraux argileux dans les sédiments profonds de l'Atlantique nord et équatoriale », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLI, n° 3, p. 410-412.
Heide S. Van der (1948). — « Compaction as a possible factor in upper Carboniferous rythmic sedimentation », *Int Geol. Congr.* Rep. 18e Sess. Great-Britain, p. 38-45.
Henry J. (1957). — *La zone du Flysch crétacé supérieur entre Bélair et Mauléon* (inédit), S.N.P.A., R.G. n° 238.
Henry J. (1959). — *Coupes du Jurassique et du Crétacé inférieur dans la vallée d'Aspe* (inédit), S.N.P.A., R.G. n° 239.
Hills E. (Sherborn) (1958). — « Load-casts and Flame structures », *Geol. Mag.*, London, t. XCV, p. 171.
Hjulström F. (1939). — « Transportation of detritus by moving water », *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, p. 5-31.
Houot G. et Willm P. (1954). — *Le Bathyscaphe à 4 050 mètres au fond de l'Océan*, Paris.
Houot G. (1958). — « Le Bathyscaphe et l'exploration des grandes profondeurs ». *Coll. Inter. C.N.R.S.* « La Topographie et la Géologie des profondeurs océaniques », t. LXXXIII, p. 233-237, pl. I-IV.
Hours R., Nesteroff W.D. et Romanovsky V. (1955). — « Méthode d'étude de l'évolution des plages par traceurs radio-actifs », *Travaux du Centre de recherches et d'études océanographiques*, Paris, vol. I, n° II, p. 1-7.
Hubert J.F. (1964). — « Textural evidence for deposition of many western north Atlantic sands by Ocean-bottom currents rather than turbidity currents », *J. Geol.*, vol. LXXII, n° 6, p. 757-785.
Hupe P. (1960). — « Les zones stratigraphiques », *Bull. trim. Serv. inf. géol. B.R.G.G.M.*, t. XII, n° 49, p. 1-20, fig.
Hsu K.J. (1959). — « Flute and groove-casts in the prealpine flysch switzerland », *Amer. J. Sc.*, vol. CCLVII, p. 529-536, 2 fig. 2 tabl.
Hsu J.K. (1960). — « Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetic flysch basins, Switzerland », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LXXI, p. 577-610, 2 tabl.
Inman D.L. (1949). — « Sorting of sediments in the light of fluid mechanics », *J. Sedim. Petrol.*, vol. XIX, n° 2, p. 51-70.
Ippolito F. et Lucini P. (1956). — « Il Flysch dell'Appennino meridionale », *Boll. Sc. Geol. It.*, t. LXXV, 3, p. 139-167.
Jacob Ch. (1930). — « Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées », *S.G.F.*, livre jubilaire, t. II, p. 389-410, 1 carte.
Jacquot E. (1864). — « Description géologique des falaises de Biarritz, Bidart, Guéthary et Saint-Jean-de-Luz (B.P.), *Ann. Soc. lin.*, Bordeaux, t. XXV, p. 1-58, 1 pl.
Jessen W. (1959). — « Grès réguliers et grès irréguliers dans les cyclothèmes du Carbonifère supérieur paralique », *Ve Congrès intern. de sédimentologie*, Arras.
Jullian Y. (1953). — « Nouvel exemple d'application de l'analyse séquentielle dans l'interprétation géologique des sondages », *Rev. I.F.P.*, n° spéc., p. 46-50.
Keller W.D. (1941). — « Petrography and origin of the rex chert », *Bull. Soc. Geol. Amer.*, vol. LII, p. 1279-1298.
Kelling G. et Walton E.K. (1957). — « Load-cast structures : their relation-ship to upper surface structures and their mode of formation », *Geol. Mag.*, XCVI, 6, p. 481-490.
Kelling G. et Walton E.K. (1958). — « Load-casts and Flame structures », *Geol. Mag. Lond.*,, t. XCV, p. 172.
Kerckhove C. (1961). — « Découverte d'Ophiolites dans les schistes noirs à la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLIII, n° 21, p. 2389-2391.
Kikoine J. (1948). — « Deux coupes du Flysch inférieur, au sud de Bidache » (inédit), *S.N.P.A.*, R.G. n° 73.
Kikoine J. (1951). — *Contribution à l'étude micropaléontologique du Flysch nord-pyrénéen (Crétacé supérieur)*, thèse d'Université, Paris.
Kikoine J. (1951). — *Documents pour servir à une étude des brèches sédimentaires du Crétacé supérieur sur la bordure nord-pyrénéenne (avec une carte au 1/500 000)*, 2e thèse, Paris.
Kingma J.T. (1960). — « The tectonic significance of graded-bedding in geosynclinal sedimentary systems », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21 st., Copenhagen, part XXI, p. 205-214.
Kirchmayer M. (1960). — Beobachtungen an rezenten Wellenfurchen (= Wasser-Rippeln) », *Neues Jb. Geol. Paläontol. Monat. Dtsch.*, n° 10, 446, 52 fig.
Klein G.D. (1964). — « Diverse Origins of graded-bedding », *Ann. G.S.A. et Assoc. Soc. Joint. MTG*, p. 109.
Knapp R.T. (1943). — « Density currents : their mixing characteristics and their effect on the turbulence structure of the associated flow », *Proc. Second. Hydraulics conf., 1942*, Univ. Iowa Studies in *Engineering Bull.*, t. XXVII, p. 289-306.
Koechlin J. et Schlumberger M.C. (1855). — « Notice sur la falaise entre Biarritz et Bidart », *B.S.G.F.* (2), t. XII, p. 1235-1257, 1 pl. h.t., 1 fig.
Krauskopf K.B. (1959). — « Geochemistry of silica. Silica in sediments. A symposium with discussions », *Soc. of Economic paleontologists and mineralogists*, spec. publ. n° 7, Tulsa, U.S.A., éd. Ireland, H.A.
Krumbein W.C. et Sloss L.L. (1955). —*Stratigraphy and sedimentation*, W.H. Freeman and Co., San Francisco, California.
Krynine P.D. (1949). — « The origin of red beds », *N.Y. Acad. Sc. Trans.*, vol. II, n° 3, p. 60-68 .
Ksiazkiewicz M. (1947). — « Current bedding in Carpathian flysch », *Ann. Soc. Geol. Pologne*, t. XVII, p. 137-152.
Ksiazkiewicz M. (1950). — « Slip bedding in the Carpathian flysch », *Ann. Soc. geol. Pologne*, t. XIX, p. 493-504.
Ksiazkiewicz M. (1954). — « Graded and laminated bedding in the Carpathian », *Ann. Soc. geol. Pologne*,

KSIAZKIEWICZ M. (1958). — « Submarine slumping in the Carpathian flysch », *Ann. Soc. geol Pologne*, t. XXVIII, p. 123-150.

KSIAZKIEWICZ M. (1958). — « Sedimentation in the Carpathian flysch sea », *Geologische Rundschau.*, 47/I.

KUENEN Ph.H. (1948). — « Turbidity currents of high density », Proc. 18 Sess. *Intern. Geol Congr. Gr. Brit.*, part. 8, p. 44-52.

KUENEN Ph.H. (1950). — *Marine geology*, J. Wiley, and sons, New York.

KUENEN Ph.H. (1951). — « Properties of turbidity currents of high density », *Soc. of Econom. Paleontol. and Mineralog.*

KUENEN Ph. H. (1952). — « Transportation and deposition by turbidity current (abstract) », Proc. 7th,, *Pac. Sci. Congr.*, New-Zealand, 3, p. 216.

KUENEN Ph.H. (1952). — « Paleogeographic significance of graded bedding and associated features », *Noningl. Nederl. Akad van Wetenschap*, Amsterdam.

KUENEN Ph.H. (1953). — Significance features of graded bedding », *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. XXXVII, p. 1044-1066.

KUENEN Ph.H. (1953). — « Graded bedding with observations on lower Paleozoic rocks of Britain », *Verh. Kon. Nederl. Ak. Wet.*, vol. XX, n° 3, p. 1-47.

KUENEN Ph.H. (1955). — « Essai d'explication du mode de dépôt des roches détritiques par des courants de turbidité », *Bull. Inf. C.O.E.C.*, t. VII, n° 8, p. 365-366.

KUENEN Ph.H. (1956). — « The difference between sliding and turbidity flow », *Deep sea Res.*, vol. III, p. 134-139.

KUENEN Ph.H. (1956). — « Sole marking of graded graywackes beds », *J. Geol.*, vol. LXV, n° 3, p. 231-258.

KUENEN Ph.H. (1957). — « Review of marine sand transporting mechanisms », *J. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, t. V, p. 59-62.

KUENEN Ph.H. (1957). — « Longitudinal filling of oblong sedimentary basins », *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen.*, vol. XVIII, p. 189-195.

KUENEN Ph.H. (1958). — « Problems concerning source and transportation of Flysch sediments », *Geol. en Mijnb*, nouv. ser., n° 10, p. 329-339.

KUENEN Ph.H. (1958). — « L'âge d'un bassin méditerranéen », *Coll. C.N.R.S.*, t. LXXXIII, « La topographie et la géologie des profondeurs océaniques », p. 157-162.

KUENEN Ph.H. (1958). — « No Geology without marine Geology », *Geologische Rundschau*, 47/1.

KUENEN Ph.H. (1958). — « Some experiment on fluviatile rounding », *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, Amsterdam, ser. B, 61, p. 47-53.

KUENEN Ph.H. (1959). — « Dutch post-war coastal studies. Second coastal Geography conference », *Coastal studies Institute. Louisiana State Univ.*

KUENEN Ph.H. (1959). — « Turbidity currents a major factor in Flysch deposition », *E.G.H.*, vol. 51, n° 3, 1958, p. 1009-1021, 2 fig.

KUENEN Ph.H. (1960). — « Experimental abrasion of sand grains », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st. Sess., Copenhagen, part. X, p. 50-53.

KUENEN Ph.H. (1961). — « Some arched and spiral structures in sediments », *Geol. en Mijnb.*, vol. XL, p. 71-74.

KUENEN Ph.H. (1961). — « Problems of epicontinental sedimentation », *Ocean. Am. Ass. Adv. Sc.*, p. 475-495.

KUENEN Ph.H. (1960-1963). — *Les Formations de turbidites des Apennins du Nord*, livre à la mémoire de P. Fallot, t. II, p. 227-235.

KUENEN Ph.H. et MIGLIORINI C.I. (1950). — « Turbidity currents as a cause of graded bedding », *J. of Geol.*, vol. LVIII, p. 91-127.

KUENEN Ph.H. et MÉNARD H.W. (1952). — « Turbidity currents, graded and non-graded deposits », *J. Sedim. Petrol.*, vol. XXII, n° 2, p. 83-96.

KUENEN Ph.H. et CAROZZI A. (1953). — « Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps », *J. of Geol.*, vol. LXI, n° 4, p. 363-373.

KUENEN Ph.H. et HAAF E. Ten (1956). — « Graded bedding in limestones », *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, Amsterdam, Ser. B., 59, p. 314-317.

KUENEN Ph.-H. et SANDERS J.E. (1956). — « Sedimentation phenomena in Kulm and Flösleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany », *Amer. J. Sc.*, vol. CCLIV, p. 649-671.

KUENEN Ph.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P. (1957). — « Observations sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes, sédimentologie, variation de faciès », *B.S.G.F.* (6), t. VII, fasc. I-III, p. 11-26, 1 dpl.

KUENEN Ph.H. et PRENTICE J.E. (1957). — « Flow markings and load-casts », *Geol. Mag.*, t. XCIV, p. 173-174.

KUHN J. (1886). — « Recherches sur les ophites des Pyrénées (traduct. par Braemer), *Bull. Soc. hist. nat.*, Toulouse, t. XX, p. 163-209.

KULBICKI G. et MILLOT G. (1959). — « Appoint des minéraux argileux interstratifiés à la géologie des séries sédimentaires », *Bull. Groupe fr. argiles*, t. XI, p. 47-52, 3 fig.

LABOURGUIGNE J. (1961). — *Etude géologique de la région de Nay (B.-P.)*, thèse 3e cycle, Paris.

LACROIX A. (1895). — « Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées », *B.C.G.F.*, n° 42, t. VI (1894-1895).

LACROIX A. (1917). — « La composition et le mode d'altération des ophites des Pyrénées », *C.R.Ac.sc.*, t. CLXV, p. 293.

LACROIX A. (1920). — « Les roches éruptives du Crétacé pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées », *C.R.Ac.sc.*, t. CLXX, p. 685.

LAMARE P. (1931). — « Sur l'âge des couches à faciès « Flysch » de la zone sud-pyrénéenne en Navarre », *C.R.S.G.F.*, n° 9-10, p. 107-109.

LAMBERT A. (1948). — « Glissements sous-marins, sédimentation et orogénèse dans la Kabylie des Babors au Crétacé », *B.S.G.F.*

LANDERGREN S. (1959). — « Sur la répartition du Bore dans les sédiments marins », *Coll. Intern. C.N.R.S.*, vol. LXXXIII, « La topographie et la géologie des profondeurs océaniques », p. 29-32.

LANTEAUME M. et HACCARD D. (1960). — « Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes alpins », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLI, n° 23, p. 2733-2735.

LAPPARENT J. de (1924). — « Les phénomènes de sédimentation dans les terrains du Crétacé et de l'Eocène des Pyrénées occidentales », *C.R.Ac.sc.*, t. CLXXIX, p. 1272-1274.

LAUGHTON A.S. (1957). — « A new deep-sea underwater camera », *Deep sea Research.*

LAUGHTON A.S. (1957). — « Exploring the deep Ocean floor », *The Royal Soc. of Arts*, London.

LECOINTRE G. (1959). — « Le Turonien dans sa région type : la Touraine », *C. R. Congr. Soc. sav. ; Coll. Crétacé sup.*, p. 415-437.

LE GUYADER M.T. (1961). — « Introduction à une étude des courants de turbidité. Application aux sédiments récents et aux séries anciennes », *D.E.S.*, Caen.

LEYMERIE A. (1851). — « Mémoire sur un nouveau type pyrénéen parallèle à la craie proprement dite », *B.S.G.F.* (2), t. VI, p. 568.

LEYMERIE A. (1863). — « Note sur le système Garumnien », *B.S.G.F.* (2), t. XX, p. 483.

LEYMERIE A. (1865). — « Note sur le système Garumnien », *B.S.G.F.* (2), t. XXII, p. 330.

LEYMERIE A. (1866). — « Note sur le système Garumnien », *B.S.G.F.* (2), t. XXIII, p. 550.

LEYMERIE A. (1868). — « Terrain crétacé des Pyrénées », *Bull. Soc. Ramond*, t. III, p. 158-164.

LIENHARDT G. (1961). — « Subsidence et énallaxie, phénomènes fondamentaux régissant les dépôts du Stéphanien de Lons-le-Saunier (Jura) », *C.R.Ac.Sc.*, t. CCLII, n° 17.

LLARENA J.G. de (1956). — « Observaciones geologicas en el Flysch cretacico-nummulitico de Guipuzcoa », *C.S.I.C.*, Instituto « Lucas Mallada », Madrid.

LOMBARD A. (1949). — « Critères descriptifs et critères génétiques de l'étude des roches sédimentaires », *Bull. Soc. belg. geol.*, Bruxelles.

LOMBARD A. (1951). — « Rythmes sédimentaires et cyclothèmes dans le cadre de la sédimentation générale, *III^e Congr. stratig. geol. carbonifère*, Heerlen, p. 415-421.

LOMBARD A. (1951). — « Les mouvements de l'écorce terrestre et leur enregistrement géologique », *Rev. Univ.*, Bruxelles, p. 1-25.

LOMBARD A. (1953). — « Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale », *Rev. I.F.P.*, vol. VIII, n° spéc., p. 9-45.

LOMBARD A. (1953). — « Directives pour le levé de coupes lithologiques et stratigraphiques d'origine subaquatique », *Rev. Cercle sc.*, Université Bruxelles, vol. I.

LOMBARD A. (1956). — *Géologie sédimentaire. Les séries marines*, Masson, éd., Paris.

LOMBARD A. (1963). — « Stratonomie des séries du Flysch », *Eclog. Geol. Helv.*, vol. LVI, n° 2, p. 481-512.

LOMBARD A. (1963). — « Laminites : A structure of Flysch-type sediments », *J. of. Sedim. Petrol.*, vol. XXXIII, n° 1, p. 14-22, fig. 1-10.

LOMBARD A., GOTTIS M., JULLIAN Y. et MAINGUY M. (1951). — « Méthode d'étude et d'interprétation des séries à sédimentation calcaire dominante », *III^e Congr. mond. petr.*, La Haye, sect. I, p. 449-462.

LUCAS G. (1955). — « Au sujet de la précipitation des carbonates de l'eau de mer », *C.R.S.G.F.*, n° 5-6, p. 103.

LUCAS J., CAMEZ T. et MILLOT G. (1959). — « Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés », *Bull. Serv. carte géol. Als.-Lorr.*, t. XII, fasc. II.

LUDERS K. (1932). — « Sediment und Strömung », *Senckenbergiana*, Bd. 14, n° 6, p. 387.

LUGEON M. (1916). — « Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin », *E.G.H.*, vol. XIV, p. 217-221.

LUGEON M. (1943). — « Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation », *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. LXII, n° 260, p. 301-303.

LUGEON M. (1947). — « Hommage à A. Buxtorf et disgression sur la nappe de Morcles », *Verhandl. Naturf. Ges. Basel*, t. LVIII, p. 108-131.

MACAR P. (1948). — « Phénomènes intraformationnels dans les couches de l'Inkisi (Congo occidental) », *Bull. Soc. géol. Belgique*, t. LXXI, p. 151-167.

MACAR P. (1949). — « Les pseudo-nodules du Faménnien et leur origine », *Bull. Soc. geol. Belgique*, t. LXXII, p. 47.

MACAR P. et ANTUN P. (1950). — « Pseudo-nodules et glissement sous-aquatique dans l'Emsien inférieur de l'Oesling » *Ann. Soc. geol. Belgique*, t. LXXIII, p. B. 121-150.

MCBRIDE E.F. (1962). — « Flysch and associated beds of the Martinsburg formation (Ordovician), Central Appalachians, *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. XXXII, n° 1, p. 39-91, fig. 1-34.

MAGNAN H. (1872). — « Mémoire sur la partie inférieure du terrain de craie (Néocomien, Aptien, Albien) des Pyrénées françaises et des Corbières », *M.S.G.F.* (2), t. IX, n° 3, p. 1-82, 3 pl.

MAGNAN H. (1874). — « Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières. Les roches ophitiques et les terrains qui les renferment. Remarques sur la formation des montagnes pyrénéennes et corbiériennes et notamment sur l'importance des failles et des érosions » (Mémoire posthume). *M.S.G.F.* (2), t. X, n° 1, 112 p., 4 pl.

MANGIN J.-Ph. (1958). — « Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon », thèse Sc. Dijon et *Pirineos Revista del Instituto de Estudios Pirenaicos*. Anos XV-XVI, n° 51 al 58, Zaragoza, 1959.

MANGIN J.Ph. (1959). — « Quelques réflexions à propos de la limite Crétacé-Tertiaire en Mésogée occidentale », *LXXXIV^e Congr. Soc. sav. Dijon*, rap. IV, p. 445-447.

MANGIN J.Ph. (1959). — « Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen », *B.S.G.F.* (7), t. I, p. 16-28.

MANGIN J.Ph. (1959). — « Note préliminaire sur le faciès flysch de l'Eocène en Navarre espagnole », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3, p. 1026-1035.

MANGIN J.Ph. (1960). — « Réflexions sur la limite Crétacé-Tertiaire à propos du domaine pyrénéen », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st., Copenhagen, Part. V.

MANGIN J.Ph. (1962). — « Le Flysch, sédiment climatique ? », *C.R.S.G.F.*, fasc. II, p. 34-38. Observations et réponses de M^me^ Rech-Frollo, MM. J. Aubouin, J. Bourcart, P. Urbain, M. Durand-Delga.

MANTIN J.Ph. (1962). — « L'orientation pyrénéenne, résultante insolite des directions armoricaine et varisque ? », *C.R.S.G.F.*, fasc. V, p. 143-144.

MANGIN J.Ph. (1963). — « Turbidites, laminites, varve et séquence unité », *C.R.S.G.F.*, fasc. IV, p. 112-114.

MANGIN J.Ph. (1963). — « La séquence-unité et les séries sédimentaires », *VI^e Congr. intern. Sédiment. Pays-Bas*, Belgique.

MANGIN J.Ph. (1964). — « Petit historique du dogme des turbidites », *C.R.S.G.F.*, fasc. II, p. 51-54.

MARGERIE E. de (1891). — « Aperçu de la structure géologique des Pyrénées », *Ann. C.A.F.*, dix-huitième année, p. 557-619, 1 carte géol., 1 carte schématique des principales lignes de dislocation des Pyrénées.

MARGERIE E. de (1946). — *Critique et géologie. Etudes pyrénéennes*, A. Colin, édit., Paris, t. III de ses mémoires.

MARQUIS P. et URBAIN P. (1953). — « Description des caractères microscopiques des formations secondaires de la région de Lurbe et d'Asasp », *B.S.G.F.* (5), t. III, p. 385-402, 2 fig.

MATHIEU G. (1963). — « Discordance tectonique et discordance non tectonique », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLVI, n° 22, p. 4686-4689.

MATTAUER M. (1962). — « Sur les directions de courant mesurées dans le Crétacé inférieur du Rif central et leurs conséquences structurales », *C.R.S.G.F.*, fasc. I, p. 7-8.

MAYER-EYMAR (1902). — « Sur le Flysch et en particulier sur le Flysch de Biarritz », *B.S.G.F.* (4), t. II, p. 383-393.

MIDDLETON G.V. (1960). — « Chemical composition of sandstones », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LXXI, p. 1011-1026, 4 fig.

MIROSHNIKOV L.D. (1959). — « Rythmicité de la granulométrie et son utilisation pour la stratification et la corrélation des complexes argilo-sableux », traduct. et public. *B.R.G.M.*, édit. Technip., Paris.

MIROUSE R. (1952). — « Contribution à l'étude de la zone nord-pyrénéenne, entre les vallées de l'Ouzom et du gave de Pau », *D.E.S.*, Toulouse.

MONTY C. (1962). — « Bases d'une nomenclature des roches calcaires marines », *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXXVI, n° 2, p. B. 87-122.

MORET L. (1954). — « Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises », *Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble*, t. XXXI, p. 203.

MORET L. (1955). — *Précis de géologie*, Masson, édit., 2^e^ édition.

Nadjin D.P. (1958). — « Sur les limites du Maestrichtien », *Nauch. Dokl. Vysch. Shkely, Geol. Geogr. Nauki.*, n° 1, p. 176-180.

Nanda J.N. (1959). — « Turbidity currents and the ocean floors », *Preprints Int. Ocean. Congr. Amer. Adv. Sc.*, p. 45.

Nesteroff W.D. (1958). — *Recherches sur les sédiments marins actuels de la région d'Antibes*, thèse Paris, 1 vol. ronéot., 347 p., 1 carte h.t.

Nesteroff W.D. (1960). — « Les sédiments marins entre l'Esterel et l'embouchure du Var », *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), vol. III, fasc. I, p. 17-28.

Nesteroff W.D. (1961). — « La séquence type » dans les turbidites terrigènes modernes », *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), vol. IV, p. 263-268.

Nesteroff W.D. (1963). — « Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité », *B.S.G.F.* (7), t. IV, n° 6, p. 849-855.

Nesteroff W.D. et Heezen B.C. (1960). — « Les dépôts de courant de turbidité, le Flysch et leur signification tectonique », *C.R.Ac.sc.*

Nesteroff WD. et Heezen B.C. (1963). — « Essais de comparaison entre les turbidites modernes et le Flysch », *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), vol. V, fasc. II, p. 115-127.

Oulianoff N. (1958). — « Effets des vibrations expérimentales sur la sédimentation », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLVII, p. 2404-2407.

Oulianoff N. (1958). — « Sédimentologie et géophysique », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLVII, p. 313-315.

Oulianoff N. (1960). — « Compaction, déplacement et granoclassement des sédiments », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st. Copenhagen, part. X, p. 54-58.

Oulianoff N. (1960). — « Problème du Flysch et géophysique, *E.G.H.*, vol. LIII, n° 1, p. 155-160.

Oulianoff N. (1960). — « Tassements et effondrements dans les séries sédimentaires », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLI, n° 1, p. 115-116.

Oulianoff N. (1960). — « Transport des matériaux meubles sur les fonds océaniques », *C.R.Ac.sc.*, t. CCL, p. 4410-4412.

Oulianoff N. (1961). — « Ripple-marks croisés (rhomboïdes) et le problème général de fossilisation des rides », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLIV, p. 148-150.

Oulianoff N. (1961). — « Rides sous-marines (Ripple-marks), un problème de sédimentologie », *Bull. Lab. géol. minér., géo. phys. et Musée géol.*, Univ. Lausanne, n° 130.

Oulianoff N. (1961). — « Rides (Ripple-marks) sur les fonds océaniques et courants sous-marins », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLIII, n° 3, p. 507-509.

Oulianoff N. (1961). — « Problèmes de ripple-marks croisés et leur fossilisation », *E.G.H.*, vol. LIV, n° 2, p. 499-505.

Palassou (1799). — « Mémoire sur l'ophite des Pyrénées », *J. mines*, vol. IX, n° XLIX, p. 31-74.

Palassou (1815). — *Mémoire pour serv'r à l'histoire naturelle des Pyrénées et des pays adjacents*, in-8°, t. XVI, 485 p., Pau.

Paris J.P. (1964). — *Etude d'une partie du massif d'Igounce et de ses abords septentrionaux em Barétous et Basse-Soule*, thèse 3e cycle, Toulouse.

Perriaux J. (1961). — « Contribution à la géologie des Vosges gréseuses », *Mém. Serv. carte géol. Als.-Lor.*, n° 18.

Petitjohn F.J. (1941). — « Persistence of heavy minerals and geologic age », *J. Geol.*, vol. XLIX, p. 610-625.

Petitjohn F.J. (1949). — *Sedimentary rocks*, New York, Harper and Brothers.

Petitjohn F.J. (1957). — « Classification of sandstones », *J. Geol.*, vol. LXII, p. 360-365.

Petterson H. (1954). — *The Ocean floor*, New-Haven.

Pimienta J. (1956). — « Cycles sédimentaires sur un littoral en déformation tectonique », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLIII, n° 2, p .168-171.

Pimienta J. (1959). — « Les deltas intermittents (existence d'un paléodelta de l'Amazone) », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3, p. 551-560.

Pomeyrol R. (1941). — « Présence de conglomérats à plusieurs niveaux dans le Flysch », *Bull. Soc. hist. nat.*, t. LXVI, n° 4, Toulouse.

Pomeyrol R. (1944). — *Le Flysch basco-béarnais* (inédit), S.N.P.A., R.G. n° 44.

Poustovalov L.V. (1950). — *Pétrographie des roches sédimentaires* (1re et 2e partie), Gostoptekhidzat.

Poustovalov L.V. (1954). — « Etat actuel de l'étude de la sédimentation », *C.R. Congr. géol. intern.*, 19e sess., Alger, 1952, sect. XIII, fasc. XIII, p. 171-192.

Prentice J.E. (1956). — « The interpretation on flow-markings and load-casts », *Geol. Mag. Lond.*, t. XCIV, p. 393-400.

Prentice J.E. (1960). — « Flow-structures in sedimentary rocks », *J. Geol.*, t. LXVIII, p. 217-225.

Pruvost P. (1930). — « Sédimentation et subsidence » (livre jubil.), *Soc. géol. fr.*, t. III, p. 545-564.

Raguin E. (1947). — « Sur le Cénomanien de la zone primaire axiale pyrénéenne dans le Couserans », *C.R.S.G.F.*, p. 219.

Rat P. (1959). — *Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)*, thèse sc. Dijon et public. Univ. Dijon, t. XVIII, 525 p., 68 fig., 9 pl., 1 carte géol. 1/200 000e.

Rat P. (1959). — « L'extension vers l'ouest du Crétacé supérieur à faciès basque », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Coll. Crétacé supérieur, p. 523-533.

Rat P. (1959). — « Aquitaine et Pyrénées au Crétacé supérieur », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Coll. Crétacé supérieur, p. 815-838.

Ravier J. (1959). — « Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées », *M.S.G.F.*, nouv. sér., t. XXXVIII, fasc. II-III, n° 86, p. 1-250, 11 pl.

Rebikoff D. (1952). — *L'Exploration sous-marine*, Paris.

Rech-Frollo M. (1939). — *Etude pétrographique des séries sédimentaires de la vallée du Bicaz. Carpathes orientales*, Rodez, Imprim. administr. et commerc., G. Subervie.

Rech-Frollo M. (1949). — « Les grès du sommet du Flysch pyrénéen », *C.R.S.G.F.*, n° 1, p. 29-30.

Rech-Frollo M. (1950). — « Pétrographie du Flysch », *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. LXXXV, p. 270-271.

Rech-Frollo M. (1950). — « Quelques observations tirées d'une étude comparée du Flysch carpathique, pyrénéen et alpin », *B.S.G.F.*

Rech-Frollo M. (1953). — « Recherches de critères pétrographiques de la notion de Flysch », *B.S.G.F.* (6), t. III, fasc. IV, p. 537-542.

Rech-Frollo M. (1955). — « Caractères essentiels et caractères particuliers du faciès flysch », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLI, p. 1589-1592.

Rech-Frollo M. (1956). — « La schistosité du Flysch », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLII, n° 16, p. 2021-2023.

Rech-Frollo M. (1959). — « Remarques sur la genèse du ciment des grès du Flysch », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3, p. 1038-1042.

Rech-Frollo M. (1959). — « Paléo-océanographie du Cénomanien nord-pyrénéen à blocs exotiques », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLV, n° 23, p. 2582-2584.

Rech-Frollo M. (1959). — « Le Cénomanien à blocs exotiques nord-pyrénéen et le Wildflysch des Préalpes suisses. Pétrographie. Paléo-océanographie », *B.S.G.F.* (7), t. I, n° 8, p. 809-816.

Rech-Frollo M. (1960). — « Flysch et molasse », *B.S.G.F.* (7), t. II, n° 6, p. 752-757.

Rech-Frollo M. (1962). — « Une nouvelle hypothèse sur l'origine des « Helminthoïdes » du Flysch », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLIV, n° 5, p. 894-896.

Rech-Frollo M. (1962). — « L'originalité des organismes du Flysch et les conditions d'environnement qui pourraient l'expliquer », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLIV, n° 4, p. 708-710.

Rech-Frollo M. (1962). — « Quelques aspects des conditions de dépôt du Flysch », *B.S.G.F.* (7), t. IV, n° 1, p. 41-48.

Rech-Frollo M. (1964). — « A propos d'une note de Ph. Kuenen ; remarques sur les problèmes que pose la formation du Flysch », *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. VIII, p. 326-328.

Reyre D. (1963). — « Observations sur certains rythmes de l'épirogénèse », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLV, n° 22, p. 2992-2994.

Riedel W.R. (1959). — « Siliceous remains in pelagic sediments », *Soc. Econ. Paleontol. and Mineralog.*, Spec. Public., n° 7.

Rigby J.K. et Burckle L.H. (1958). — « Turbidity currents and displaced fresh-water diatoms », *Science*, vol. CXXVII, p. 1504.

Rivière A. (1952). — « Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et applications », *B.S.G.F.* (6), t. II, fasc. I-III, p. 145-154.

Rivière A. (1953). — « Sur l'origine des argiles sédimentaires », *C.R. Congr. géol. intern.*, 19e sess., Alger, fasc. XVIII, p. 177-180.

Rivière A. et Vernhet S. (1959). — « Contribution à l'étude sédimentologique de l'étang de Leucate-Salses (Languedoc-Roussillon) », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3, p. 561-586.

Rivière A. et Vernhet S. (1960). — « Contribution à l'étude minéralogique des sédiments argileux. Discussion des résultats obtenus par la méthode des agrégats orientés », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLI, n° 19, p. 2056-2058.

Rivière A., Arbey F. et Vernhet S. (1961). — « Remarque sur l'évolution et l'origine des structures de plages à caractère périodique », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLII, n° 5, p. 767-769.

Rivoirard A. (1958). — « Le front nord-pyrénéen au Nord-Ouest de Lourdes », *C.R.S.G.F.*, n° 12, p. 255.

Romanovsky V. et Le Floch J. (1960). — « Mesures de courants au voisinage du fond », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLI, n° 19, p. 2059-2060.

Roubault M. (1949). — *La genèse des montagnes*, Presses universitaires de France, 240 p.

Rouch J. (1959). — *Les Découvertes océanographiques modernes*, Payot, édit., Paris, 251 p., 22 fig.

Roukhine L.B. (1953). — *Base de la lithologie. Etude des formations sédimentaires*, traduct. Pietressen de Saint-Aubin, Paris, S.D.G.P.

Roussel J. (1893). — « Etude stratigraphique des Pyrénées », *B.C.G.F.*, t. V, n° 35, 306 p., 5 pl., 1 carte 1/320 000.

Roussel J. (1900). — « Contribution à l'étude géologique des Pyrénées », *B.C.G.F.*, t. XI, n° 74, 25 p., 10 fig.

Roussel J. (1904). — « Tableau stratigraphique des Pyrénées », *B.C.G.F.*, t. XV, n° 97, 119 p., 66 fig., 3 pl.

Rutten M.G. (1951). — « Rythm in sedimentation and erosion », *IIIe Congr. Heerlen*, p. 529-537.

Sabatier M. (1949). — « Recherches sur la glauconie », *Bull. Soc. fr. minér.*, t. 72, p. 475-542.

Sampelayo P.H. (1933). — « El Flysch en Yesa (Navarra) », *Inst. Geol. Min. Espana*, Notas y commun., Madrid, n° 5, p. 74-76.

Sander B. (1936). — « Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). I. — Nord-alpine Beispiele », *Ztschr. Kr. Min. Abt. B Min. und Petr. mitt.* (Tschermak Mitt. Bd. 48, p. 27-139).

Sander B. (1950). — *Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper*, Bd. I und Bd. 2, Wien und Innsbrück.

Schaub H. (1961). — « Problèmes du Flysch dans la structure des Alpes », *Verhdlg. Naturforsch. Gesellsch. Basel*, t. LXXII, n° 2, p. 333-342.

Schmid F. (1959). — « La définition des limites Santonien-Campanien et Campanien inférieur-supérieur en France et dans le Nord-Ouest de l'Allemagne », *Congr. Soc. sav. Dijon, Coll. Crétacé supérieur*, p. 535-546.

Schoeffler J. (1946). — *Etude stratigraphique et tectonique du front nord-pyrénéen d'Ossun à Rébénacq* (inédit), S.N.P.A., R.G. n° 61.

Schoeffler J. (1957). — « Vue générale sur les recherches actuelles de la S.N.P.A. sur son périmètre », *IIIe Congr. int. pétrole*, Pau, p. 131-139, 9 fig.

Schoeller H. (1941). — « Les conditions de formation des molasses et du sidérolithique de la bordure N.-E. du bassin d'Aquitaine », *C.R.S.G.F.*

Schwendiman J. (1963). — *Contribution à l'étude géologique du Crétacé supérieur de faciès flysch, dans la région de Pau*, thèse 3e cycle, Paris.

Seunes J. (1887). — « Note préliminaire sur la géologie du département des Basses-Pyrénées », *B.S.G.F.* (3), t. XV, p. 732.

Seunes J. (1887). — « Géologie des Pyrénées occidentales (deuxième note) », *B.S.G.F.* (3), t. XVI, p. 54.

Seunes J. (1888). — « Le Crétacé supérieur des Pyrénées occidentales », *B.S.G.F.* (3), t. XVI, p. 779-791, 3 fig.

Seunes J. (1889). — « Roches ophitiques du bassin de l'Adour », *B.S.G.F.* (3), t. XVII, p. 880.

Seunes J. (1889). — « Observations sur le Crétacé supérieur des Pyrénées occidentales », *B.S.G.F.* (3), t. XVII, p. 802.

Seunes J. (1890). — *Recherches géologiques sur les terrains secondaires et l'Eocène inférieur de la région sous-pyrénéenne du sud-ouest de la France (Basses-Pyrénées et Landes)*, thèse sc. Paris, Vve Dunod, édit., 250 p., 10 pl.

Seunes J. et Beaugey (1889). — « Roches éruptives récentes des Pyrénées occidentales », *C.R.Ac.sc.*, t. CIX, p. 509-510.

Shepard F.P. (1948). — *Submarine geology*, Harper Broth. New York.

Shepard F.P. (1951). — « Transportation of sand into deep water », *Soc. Econ. Paleontol. and Miner.*, Spec. Public., n° 2, p. 53-65.

Shepard F.P. (1951). — « Submarine erosion, a discussion of recent papers », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LXII, p. 1413-1418.

Shepard F.P. (1951). — « Sand and gravel in deep water deposits », *World oil*, janv. 1951.

Shepard F.P. (1953). — « Submarine canyons », *Congr. géol. intern.*, 19e sess., Alger, sect. IV, fasc. IV, p. 127-147.

Shepard F.P. (1955). — « Les canyons sous-marins américains », *Bull. inf. C.O.E.C.*, t. VII, n° 8, p. 360-362.

Shepard F.P. (1959). — « Turbidity currents and erosion of the deep sea floor », *Int. Ocean. Congr. Amer. Assoc. Adv. Sc.*, p. 50-51.

Shepard F.P. (1959). — *The earth beneath the sea*, Baltimore, The John Hopkins Press., 275 p., 133 fig.

Shepard F.P. (1959). — « Sediment environments of the Northwest gulf of Mexico », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3, p. 598-608.

Shepard F.P. (1960). — « Deep sea sands », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st. sess., Copenhagen, vol. Abstracts, p. 249.

Shipek C.J. (1960). — « Photographic study of some deep sea floor environments in the eastern Pacific », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LXXI, p. 1067-1074, 1 fig., 5 pl.

Shrock R. (1948). — *Sequence in layered rocks*, New York, Londres, McGraw Hill, édit., 507 p.

Sitter L. de (1957). — « Plis couchés », *Bull. Soc. belg. géol.*, t. LXVI, fasc. III, p. 352-375.

Société de Biogéographie (1962). — « Biogéographie du Permo-Carbonifère et genèse des charbons », *C.R. som. Soc. biogéogr.*, n° 335-336-337 ; *Trav. du B.R.G.M.*, Colloque sous la présidence de P. Pruvost.

Sociétés Savantes (1959). — *Actes du LXXXIV^e^ Congrès national des Sociétés savantes*, Dijon, Impr. nationale, 1960, 224 p., 19 pl., 4 dpl.

Society of Economists, Paleontologists and Mineralogists. — *Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water*, A symposium, Spec. Public., n° 2, 107 p.

Sonder R.A. (1946). — «Zur Sedimentationsnorm des Flysches. Ein Diskussionsbeitrag », *E.G.H.*, vol. XXXIX, p. 140-144.

Stanley D.J. (1961). — « Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux », *Rev. I.F.P.*, p. 1231-1254.

Stetson H.C. et Smith J.F. (1938). — « Behavior of suspension currents and mud slides on the continental slope », *Amer. J. Sc.*, vol. XXXV, p. 1-13.

Stommel H. (1958). — « The abyssal circulation », *Deep sea Research*, t. V, n° 1, p. 80-82.

Stoneley R. (1956). — « On turbidity currents ». *Nat. Bur. Standards*, Washington, Office naval Res., 16 p.

Stoneley R. (1957). — « On turbidity currents », *Verhand. Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Gen., Geol.*, Ser. 18, p. 279-285.

Straaten L.M. van (1951). — « Longitudinal ripple-marks in mud and sand », *J. Sed. Petrol.*, t. XXI, p. 47-54.

Straaten L.M. van (1952). — « Current rips and dip currents in the Dutch Wadden sea », *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Amsterdam, ser. B, 55, 3, p. 228-238.

Straaten L.M. van (1952). — « Biogene textures and the formation of shell beds in the Dutch Wadden sea », *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Amsterdam, ser. B, 55, 5, p. 500-516.

Straaten L.M. van (1953). — « Rythmic patterns on Dutch north sea beaches », *Geol. en Mijnb.*, vol. XV, p. 31-43.

Straaten L.M. van (1953). — « Megaripples in the Dutch Wadden sea and in the basin of Arcachon », *Geol. en Mijnb.*, vol. XV, p. 1-11.

Straaten L.M. van (1956). — « Composition of shell beds formed in tidal flat environment in the Netherlands and in the bay of Arcachon (France) », *Geol. en Mijnb.*, vol. XVIII, p. 209-226.

Straaten L.M. van et Kuenen Ph.H. (1957). — « Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden sea », *Geol. en Mijnb.*, vol. XIX, p. 329-354.

Strakhov N.M. (1948). — *Structures des roches profondes*, t. II : « Roches sédimentaires », Gosgeolizdat.

Strakhov N.M. (1959). — « Schéma de la diagénèse des dépôts marins », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3.

Stuart-Menteath P.W. (1881). — « Note sur la géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd », *B.S.G.F.* (3), t. IX, p. 304-333.

Stuart-Menteath P.W. (1886). — « Note préliminaire sur les gisements métallifères des Pyrénées occidentales », *B.S.G.F.* (3), t. XIV, p. 587-607.

Stuart-Menteath P.W. (1887). — « Sur la constitution géologique des Pyrénées. Observations de M. Bertrand », *B.S.G.F.* (3), t. XVI, p. 22-54.

Stuart-Menteath P.W. (1891). — « Sur le Crétacé supérieur des Pyrénées occidentales », *B.S.G.F.* (3), t. XIX, p. 722-726.

Stuart-Menteath P.W. (1891). — « Sur la constitution géologique des Pyrénées », *B.S.G.F.* (3), t. XIX, p. 291-294 et *C.R.S.G.F.*, p. 38.

Stuart-Menteath P.W. (1894). — « Sur le Flysch de Biarritz et Saint-Sébastien », *B.S.G.F.* (3), t. XXII, et *C.R.S.G.F.*, p. 81-83.

Stuart-Menteath P.W. (1894). — « Sur les ophites des Pyrénées occidentales », *C.R.Ac.sc.*, t. CXVIII, p. 32-55.

Stuart-Menteath P.W. (1896). — « Sur le mode de formation des Pyrénées », *C.R.Ac.sc.*, t. CXXIII, p. 619-621 et p. 712-713.

Stuart-Menteath P.W. (1898). — « Sur les conglomérats ophitiques des Basses-Pyrénées », *B.S.G.F.* (3), t. XXVI, p. 398.

Studer B. (1827). — « Notice géognostique sur quelques parties de la chaîne de Stockhorn et sur la houille du Simmenthal, canton de Berne », *Ann. sc. nat.*, t. XI, Paris.

Sujkowski Z.L. (1957). — « Flysch sedimentation », *Bull. G.S.A.*, t. LXVIII, p. 543-554.

Sullwold H.H. (1959). — « Nomenclature of load deformation in turbidites », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, t. LXX, p. 1247-1248.

Sullwold H.H. (1960). — « Load-cast terminology and origin of convolute bedding : further comments », *Bull. Geol. Soc. Amer.*, t. LXXI, p. 635-636.

Sutton R.G. (1959). — « Use of flute casts in stratigraphic correlation », *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, t. XLIII, p. 230-237.

Tardy (1870). — « Pointement d'ophite et failles dans la vallée de Mauléon », *Bull. Soc. Ramond*, t. V, p. 177-178.

Taylor J.H. (1958). — « Sedimentation and orogeny », *Nature*, july 12.

Tazieff H. (1960). — « A propos de la signification tectonique des importants glissements de terrain provoqués par le grand séisme du Chili de mai 1960 », *C.R.Ac.sc.*, p. 2204-2206.

Teichert C. (1958). — « Cold and deep water coral banks », *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, t. XLII, p. 1064-1082.

Tercier J. (1940). — « Dépôts marins actuels et séries géologiques », *E.G.H.*, vol. XXXII, p. 47-100.

Tercier J. (1948). — « Le Flysch dans la sédimentation alpine », *E.G.H.*, vol. XL, n° 2, p. 164-198 (1947).

Thore et Viguier (1874). — « Coupe géologique de Pau à Eaux-Bonnes », *Bull. Soc. sc. Lettr. et Arts de Pau*, t. IV, p. 581.

Thorez J. (1964). — « Graded-bedding normal et graded-bedding inverse dans la sédimentation du Famennien supérieur, sur le bord nord du synclinorium de Dinant », *Sédimentologie*, vol. III, n° 3, p. 226-232.

Tisin D. — *Etude géologique des chaînons nord-pyrénéens entre la vallée d'Aspe et le Vert d'Arette*, thèse 3^e^ cycle, Bordeaux (en préparation).

Topkaya M. (1960). — « Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires », *Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne*, t. XCVII.

Trefethen J.M. et Dow R.L. (1960). — « Some features of modern beach sediments », *J. Sedim. Petrol.*, vol. XXX, n° 4, p. 589-603, 22 fig.

Tricart P. et Cailleux A. (1957). — *Cours de Géomorphologie*, Centre de document. universit. Paris.

Twenhofel W.H. (1932). — *Treatise on sedimentation*, 2nd. ed. New York et Londres, McGraw Hill book Cy.

Twenhofel W.H. (1950). — *Principles of sedimentation*, 2nd. ed. New York et Londres, McGraw Hill book Cy.

Umbgrove J.H.F. (1939). — « On rhythms in the history of the earth », *Geol. Mag.*, t. LXXVI.

Umbgrove J.H.F. (1945). — « Periodical events in the north sea basin », *Geol. Mag.*, vol. LXXXII, p. 237-244.

Vassoevitch N.V. (1948). — « Le Flysch et les méthodes de son étude », *Leningrad, Gostoptekhizdat.* Traduct. *S.I.G.*, n° 1957, 216 p.

Vassoevitch N.V. (1948). — « Rhythmic sedimentation of Flysch », *Geocon.*, London.

Vassoevitch N.V. (1951). — « Conditions de la formation du Flysch », *Leningrad, Gostoptekhizdat.* Traduct. *S.I.G.*, n° 1954, 240 p.

VATAN A. (1946). — « Remarques sur l'importance des remaniements », *C.R.S.G.F.*, fasc. II, p. 204.
VATAN A. (1947). — « Remarques sur la silicification », *C.R.S.G.F.*, fasc. IV, p. 99.
VATAN A. (1948). — « Rythmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiaire », Londres, *Geocom.*
VATAN A. (1948). — « La sédimentation détritique en Aquitaine aux temps tertiaires », *C.R.S.G.F.*, p. 48-50.
VATAN A. (1958). — « La sédimentation et les sédiments marins actuels », *Mines et géologie*, n° 6, Rabat.
VENZO S. (1954). — « Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretacico-Eocene) del Bergamasco e della Brianza orientale », *Mem. Carta Geol. Italia*, t. XXXI, p. 1-133.
VIENNOT P. (1921). — « Le bord méridional du Flysch nord pyrénéen entre la vallée d'Aspe et celle du Saison », *C.R.Ac.sc.*, t. CLXXIII, p. 1374-1376.
VIENNOT P. (1924). — « Sur la structure du pic de Rébénacq et de ses environs (Basses-Pyrénées) », *C.R.S.G.F.*, p. 142-144.
VIENNOT P. (1927). — *Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises*, thèse sc. Paris et *B.C.G.F.*, n° 163, t. XXX, 267 p., 1 carte.
VIENNOT P. (1928). — « Sur les extrusions, accidents spéciaux et très aberrants qui jalonnent le bord des Pyrénées françaises », *C.R.Ac.sc.*, t. CLXXXVI, p. 1137-1139.
VIENNOT P. (1928). — « Première contribution à la connaissance des extrusions pyrénéennes », *B.C.G.F.*, t. XXXI, n° 171, 51 p., 17 fig., 4 pl.
VIENNOT P. (1929). — « Les éruptions basaltiques permiennes dans les Pyrénées ». *C.R.S.G.F.*, p. 29-31. Observations de MM. Ch. Jacob. M. Barrabe.
VIERS G. (1954). — « Esquisse géologique de la zone du Flysch entre la Bidouze et le gave d'Oloron », *Actes II^e Congr. géol. intern. études pyr., Luchon-Pau*, t. II, sect. I.
VIERS G. (1954). — « Sur la présente d'un pointement diapir de Keuper, accompagné de lherzolite, entre Mauléon et Oloron (B.P.) », *C.R.S.G.F.*, p. 144-145.
VIERS G. (1960). — *Le relief des Pyrénées occidentales et de leur piémont. Pays basque français et Barétous*, Privat, édit., Toulouse.
VIERS G. (1962). — *Les Pyrénées*, coll. « Que sais-je », Presses Univ. de France, 128 p., 3 fig.
VIRLET d'AOUST Th. (1882). — « Observations sur l'ophite des Pyrénées et le métamorphisme normal. Observations d'Hébert », *B.S.G.F.* (3), t. X, p. 392-396.
VUAGNAT M. (1952). — « Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord-helvétique », *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, t. XCVII, Berne.
WALTON E.K. et KELLING G. (1957). — Load-cast structures and the mode of formation », *Géol. Mag. Lond.*, t. XCIV, p. 481.
WEGMANN E. (1957). — « Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes », *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), vol. V, p. 3-15.
WELLER J.M. (1930). — « Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance », *J. Geol.*, vol. XXXVIII, p. 97-135.
WILLIAMS E. (1961). — « Plissement d'écoulement dans les roches (Flow folding in rocks) », *Nature*, t. CLXXXIX, p. 474-475.
WISEMAN J.D.H. (1950). — « Recent investigations on the deep sea floor », *Proc. Geol. Assoc. London*, vol. LXI, n° 1, p. 28-84.
WOLF K.H. (1960). — « Classification simplifiée des calcaires », *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. XLIV, n° 8, p. 1414-1416.
ZAPLETAL K. (1950). — « Geochimie, Rythmus des Sedimentation und organische Entwickung im Lichte der Tektogenesis », *Rep. Intern. Geol. Congr.*, 18^e sess., London, sect. I, p. 55-59.

II. — PALEONTOLOGIE, MICROPALEONTOLOGIE. ECOLOGIE.

ALLARD P., CUVILLIER J., DALBIEZ F., etc. (1959). — « Les Foraminifères et le Crétacé supérieur français. Mise au point et données nouvelles », *LXXXIV^e Congr. Soc. sav. Dijon*, p. 591-660.
AUROUZE G. et KLASZ I. de (1954). — « Contribution à la connaissance du niveau stratigraphique de « Globotruncana calcarata ». *Assoc. fr. avanc. sc. Congr. Poitiers*. 8^e sect., p. 319-322.
BANDY O.L. (1951). —« Upper cretaceous foraminifera from the carlsbad area, San Diego County, California », *J. of Paleontol.*, vol. XXV, n° 4, p. 72-75.
BANDY O.L. (1953). — « Ecology and paleoecology of some California Foraminifera. Pt. I : The frequency distribution of recent Foraminifera of California », *J. of Paleontol.*, vol. XXVII, n° 2, p. 161-182, pl. 21-25.
BANDY O.L. et ARNAL R.E. (1960). — « Concepts of Foraminiferal paleoecology », *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. XLIV, n° 12, p. 1921-1932.
BARR F.T. (1961). — « Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from the Isle of Wight, England », *Paleontology*, vol. IV, part. 4, p. 552-580, pl. 69-72.
BARRIER J. et NEUMANN M. (1959). — « Contribution à l'étude de Nonionina cretacea Schlumberger », *Rev. Micropal.*, vol. I, n° 4, p. 223-229.
BARTENSTEIN H. (1938). — « Foraminiferen der meerischen und brackischen bezirke des Jade-Gebietes », *Senckenbergiana*, Bd. 20, n° 5.
BARTENSTEIN H. (1948). — « Globotruncana calcarata Cushman, Foraminifère caractéristique du Campanien », *C.R.S.G.F.*, p. 244-246.
BARTENSTEIN H., BETTENSTAEDT F. et BOLLI H.M. (1957). — « Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, B.W.I. », *E.G.H.*, vol. L, n° 1, p. 5-67.
BASSE DE MENORVAL E. et SORNAY J. (1959). — « Généralités sur les faunes d'Ammonites du Crétacé supérieur français », *C.R. Congr. Soc. sav., Dijon*, Coll. Crétacé supérieur, p. 7.
BECKMANN J.P. (1960). — « Distribution of benthonic Foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary of Trinidad (West Indies) », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st. Sess., Copenhagen, Pt. V, p. 57-69.
BEISSEL J. (1891). — « Die Foraminiferen der Aachener Kreide », *Abh. Kön. Preuss. Geol. Landes, Neue folge*, Heft III, p. 1-78.
BELFORD D.J. (1958). — « Stratigraphy and Micropaleontology of the upper Cretaceous of Western Australia », *Geologische Rundschau* 47/2, p. 629-647.
BELFORD D.J. (1960). — « Upper Cretaceous Foraminifera from the Toolonga calcilutite and Gingin chalk, Western Australia », *Australia Bureau Min. Resources, Geol. and. Geoph. Bull.*, n° 57, p. 1-198, pl. 1-35.
BERGGREN W.A. (1960). — « Biostratigraphy, planktonic Foraminifera and the Cretaceous-Tertiary boundary in Denmark and southern Sweden », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st. Sess., Copenhagen, Part V, p. 181.
BERGGREN W.A. (1962). — « Some planktonic Foraminifera from the Maestrichtian and type Danian stages of southern Scandinavia », *Acta Univ. Stockholm. Contrib. Geol.*, t. IX, p. 1-106.

Bermudez P.J. (1952). — « Estudio sistematico de los foraminiferos rotaliformes », Minist. Minas e Hidrocarburos, Venezuela, *Boll. Geol.*, vol. II, n° 4.

Berthois L. et Le Calvez Y. (1960). — « Etude de la vitesse de chute des coquilles de Foraminifères planctoniques dans un fluide comparativement à celle des grains de quartz », *Rev. trav. Inst. pêches maritimes*, t. XXIV, fasc. II, p. 293-301.

Bettenstaedt F. et Wicher C.A. (1955). — « Stratigraphic correlation of upper Cretaceous and lower Cretaceous in the Thethys and Boreal by the aid of microfossils », *Actes et documents du IV^e Congrès du pétrole*, Rome, paper 5, p. 493-516.

Bignot G. et Lezaud L. (1964). — « Contribution à l'étude des Pithonella de la craie parisienne », *Rev. de Micropal.*, vol. VII, n° 2, p. 83-99.

Bolli H. (1944). — « Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken », *E.G.H.*, vol. XXXVII, p. 217-328, pl. 9.

Bolli H. (1950). — « The direction of coiling in the evolution of some Globorotaliidae », *Cushman Found. Foram. Research, Contrib.*, t. I, pt. 3-4.

Bolli H. (1951). — « The genus Globotruncana in Trinidad », *J. of Paleont.*, vol. XXV, n° 2, p. 187-199, pl. 34-35.

Bolli H. (1957). — « The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus, in the upper Cretaceous of Trinidad », *in* « Studies in Foraminifera » by Loeblich, A.R.Jr. and collab. *U.S. Nat. Mus. Bull.* t. CCXV, p. 51-60.

Bolli H. (1959). — « Planktonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad », *Bull. Amer. Pal.*, vol. LIX, n° 179, p. 257-277.

Bolli H., Loeblich A.R.Jr. et Tappan H. (1957). — « Planktonic Foraminiferal Families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae, and Globotruncanidae », « Studies in Foraminifera », *U.S. Nat. Mus. Bull.*, t. CCXV, p. 3-50.

Bolli H. et Cita M.B. (1960). — « Upper Cretaceous and lower Tertiary Planktonic Foraminifera from the Paderno d'Adda section, northern Italy », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st Sess., Copenhagen, pt. V, p. 150-161.

Bowen R. (1960). — « Paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoidea from Germany and Poland », *J. Geol. U.S.A.*, vol. LXIX, n° 1, p. 75-83.

Bradshaw J.S. (1961). — « Laboratory experiments on the ecology of Foraminifera », *Contrib. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. XII, pt. 3, p. 87-106.

Bronnimann P. (1952). — « Globigerinidae from the upper Cretaceous (Cenomanian-Maestrichtian) of Trinidad. B.W.I. », *Bull. Amer. Pal.*, vol. XXXIV, n° 140, p. 5-71.

Bronnimann P. et Brown N.K. (1953). — « Observations on some planktonic Heterohelicidae from the upper Cretaceous of Cuba », *Cushm. Found. Foram. Res. Contrib.*, vol. IV, pt. 4, p. 150-156.

Bronnimann P. et Brown N.K. (1955). — « Taxonomy of the Globotruncanidae », *E.G.H.*, vol. XLVIII, p. 503-561, pl. XX-XXIV.

Bronnimann P. et Brown N.K. (1958). — « Hedbergella, a new name for a Cretaceous planktonic Foraminiferal genus », *J. Washington Acad. Sc.*, t. XLVIII, I, p. 15-17.

Brotzen F. (1934). — « Foraminiferen aus dem Senon Palästinas », *Zeits. Deutsch. Verein. Palästinas*, t. LVII.

Brotzen F. (1936). — « Foraminiferen aus dem Schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen », *Sveriges Geol. Und.*, ser. C., n° 396, Arsbok 30, n° 3.

Brotzen F. (1942). — « Die Foraminiferengattung Gavelinella nov. gen. und die Systematik der Rotaliformes », *Sveriges Geol. Und.*, ser. C, Arsbok 36, n° 8.

Brotzen F. (1945). — « De Geologiska resultaten fran borrningarna vid Höllviken. Preliminar rapport. Del I, Kritan, Summary and description of Foraminifera », *Sveriges Geol. Unders.*, ser. C, n° 465, Arsbok 38, n° 7, p. 1-65, pl. 1-4.

Buge E. (1959). — « Etat actuel de nos connaissances sur les Bryozoaires du Crétacé supérieur de la France », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Coll. Crétacé sup., p. 35-40.

Burma B.H. (1959). — « Status of the genera Hedbergina and Hedbergella », *Cushm. Found. Foram. Res. Contr.*, vol. X, pt. 1, p. 15.

Burollet P.F. et Magnier Ph. (1960). — « Remarques sur la limite Crétacé-tertiaire en Tunisie et en Libye », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st. Sess., Copenhagen, pt. V, p. 136-144.

Busnardo R., Durand-Delga M., Fallot P. et Sigal J. (1957). — « Nouveaux documents sur le Crétacé supérieur des environs de Caravaca (Prov. de Murcie, Espagne), *C.R.Ac.sc.*, t. CCXLV, p. 462-465.

Carbonnier A. (1952). — Sur un gisement de Foraminifères d'âge Cénomanien supérieur provenant de la région de Taza (Maroc) », *B.S.G.F.* (6), t. II, p. 111-112.

Carozzi A. (1949). — « Rapport entre microfaune benthique et microfaune pélagique », *Arch. sc. nat. Soc. phys. hist. nat.*, Genève.

Carsey D. (1926). — « Foraminifera of the Cretaceous of central Texas », *Univ. Texas Bull. 2612*, p. 1-56, pl. 1-8.

Castanares A.A. (1953). — « Note on Globotruncana spinea Kikoine (upper Cretaceous of Mexico) », *The Micropaleontologist*, vol. VII, n° 4, p. 26.

Castanares A.A. (1962). — « Morfologia y Estructura de algunos Foraminiferos planctonicos del Cenomaniano de Cuba », *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, t. XXV, n° 1, p. 1-63, 13 pl.

Castanares A.A. (1962). — « Stomiosphaera cardiiformis sp. nov. del Cretacico superior de Cuba », *Inst. Geol. Paleont. Mexicana*, n° 12, p. 11-22, 1 pl.

Cati F. (1960). — « Due Nuove forme di Lituolidi del Senoniano Vicentino », *Giornale di Geologia*, vol. XXVIII, p. 195-200.

Centre National de la Recherche Scientifique (1950). — « Ecologie », *Coll. Intern. du C.N.R.S.*, vol. XXXIII, 582 p.

Cheylan G., Magne J., Sigal J. et Grekoff N. (1954). — « Résultats géologiques et micropaléontologiques du sondage d'El Krachem (hts plateaux algérois). Description de quelques espèces nouvelles », *B.S.G.F.* (6), vol. III, p. 471-492, pl. 14.

Cita M.B. (1948). — Ricerche stat. e micropaleontologiche sul cretacio e sul eocene di Tignale (Lago du Garda) », *Instit. Geol. Pal. Milano*, Publ. 53.

Cita M.B. (1955). — « The Cretaceous-Eocene boundary in Italy », *Proc. IV^e World Petrol. Congr.*, paper 2, p. 426-452.

Cita M.B. et Sironi (1963). — « Tendances évolutives des Foraminifères planctiques (Globotruncanae) du Crétacé supérieur », *Elsevier publishing company*, p. 112-138.

Clarke G.L. (1954). — *Elements of ecology*, J. Wiley, New York, t. XIV, 534 p.

Collignon M. (1937). — « Ammonites cénomaniennes du Sud-Ouest de Madagascar », *Ann. geol. Serv. mines Madagascar*, n° 8, p. 31-69, 11 pl.

Collignon M. (1959). — « Corrélations sommaires entre les dépôts du Crétacé supérieur de Madagascar, etc. », *C.R. Soc. sav. Dijon*, Colloque Crétacé supérieur, p. 41.

Collignon M. et Sigal J. (1955). — « Première note sur quelques Foraminifères du Crétacé supérieur de Madagascar », *C.R.S.G.F.*, p. 291.

Colom G. (1946). — « Introduccion al estudio de los microforaminiferos fosiles », *Instituto « Lucas Mallada » de investigaciones geologicas.*

Colom G. (1948). — « Foraminiferos del Cretaceo superior del Sahara español recogidos por el profesor M. Alia », *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. XLV, n° 9-10, p. 659-672.

Committee on Paleoecology (1936-1937). — « Paleoecology of the Foraminifera », *Rep. on the Com. on Paleoc.*, Nation. Res. Council, Div. Geol. Geogr., p. 7-10.

Crouch R.W. (1952). — Significance of temperature on Foraminifera from deep basins off southern California coast », *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, t. XXXVI, p. 807-843.

Cushman J.A. (1927). — « Some new genera of the Foraminifera », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. II, pt. IV, p. 77-96.

Cushman J.A. (1937). — « A monograph of the Foraminiferal family Verneuilinidae », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. VIII.

Cushman J.A. (1940). — *Foraminifera, their classification and economic use*, 3d. ed. Cambridge, Harvard, Univ. Press.

Cushman J.A. (1946). — « Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf coastal region of the United States and adjacent areas », *U.S. Geol. Surv.*, prof. paper, n° 206, p. 1-241, pl. 1-66.

Cushman J.A. et Renz H. (1947). — « Further notes on the Cretaceous Foraminifera of Trinidad », *Contrib. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. XXIII, pt. 2, p. 1-42, pl. 1-8.

Cuvillier J. (1943). — « Sur quelques Foraminifères du Crétacé supérieur des Landes », *C.R.S.G.F.*, p. 208.

Cuvillier J. (1947). — « Quelques observations géologiques en Aquitaine méridionale », *Ass. fr. tech. pétrole*, groupe Sud-Ouest, Pau, p. 47-49.

Cuvillier J. (1952). — « La notion de « Microfaciès » et ses applications », *VII^e Cong. Naz. Petrolio e metano, Taormina*, sect. I, p. 1-7.

Cuvillier J. (1954). — « Niveaux repères à algues calcaires dans la stratigraphie d'Aquitaine », *XIX^e Congr. Intern. Géol.*, Alger, sect. 13, p. 127-130.

Cuvillier J. (1956). — *Stratigraphic correlations by microfacies in western Aquitaine*, E.J. Brill. Leiden.

Cuvillier J. (1958). — « Micropaléontologie moderne », *Rev. Micropal.*, n° 1, vol. I, p. 5-8.

Cuvillier J. (1961). — « Etude et utilisation rationnelles des microfaciès », *Rev. Micropal.*, vol. IV, n° 1, p. 3-6.

Cuvillier J. et Dupouy-Camet J. (1947). — « Remaniements des Rosalines dans l'Eocène de l'Aquitaine », *C.R.S.G.F.*, n° 7, p. 141-143.

Cuvillier J. et Dupouy-Camet J. (1947). — « Phénomènes de remaniements dans le Tertiaire marin de l'Aquitaine occidentale. II. — Bancs de conglomérat et galets remaniés », *C.R.S.G.F.*, p. 228-230.

Cuvillier J., Dalbiez F., Glintzboeckel C., Lys M., etc. (1955). — « Etudes micropaléontologiques de la limite Crétacé-Tertiaire dans les mers mésogéennes », *IV^e Congr. Mond. Pétrole*, Rome, sect. 1/D, preprint 6.

Daguin F. (1932). — « A propos de la signification stratigraphique de Nautilus danicus Schloth. », *Proc. Verb. Soc. Linéenne Bordeaux*, t. LXXXIV, p. 98-101, pl. I-II.

Daguin F. (1941). — « Sur des restes de Céphalopodes déroulés de grande taille dans le Crétacé supérieur des Pyrénées occidentales », *C.R.S.G.F.*, p. 132-133.

Dalbiez F. (1955). — « The genus Globotruncana in Tunisia », *Micropaleontology*, vol. I, n° 2, p. 161-171.

Dalbiez F. (1957). — « The generic position of Rotalia deeckei Franke », *Micropaleontology*, vol. III, n° 2.

Delany F. (1948). — « Observations sur les couches rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes médianes », *E.G.H.*, vol. XLI, t. I, p. 95-99.

Deloffre R. (1964). — « Sur l'âge du niveau à Leiodon mosasauroïdes découvert sur le territoire de la commune de Ledeuix (B.-P.) », *C.R.S.G.F.*, fasc. VII, p. 270.

Deshayes (1844). — « Sur des fossiles des Pyrénées », *B.S.G.F.* (2), t. I, p. 576-579.

Destombes J.P. et Marie P. (1947). — « Résultats stratigraphiques d'un sondage à Peyrehorade (Landes) », *C.R.S.G.F.*, p. 330-333.

Drooger C.W. (1951). — « Upper Cretaceous Foraminifera of the Midden-Curaçao beds near Hato, Curaçao (N.W.I.) », *K. Nederlandsche Akad. Wetensch. Proc.*, ser. B. 54 (1), p. 66-73.

Dubourdieu G. et Sigal J. (1949). — « Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région du Dj. Ouenza (Algérie). Aptien, Albien, Cénomanien », *B.S.G.F.* (5), t. XIX.

Dubourdieu G. et Sigal J. (1951). — « Albien, Vraconien et Cénomanien inférieur de l'Ouenza (Algérie). Observations nouvelles et subdivisions corrigées », *C.R.S.G.F.*, n° 6, p. 78-79.

Dunnington H.V. (1955). — « Close zonation of upper Cretaceous Globigerinal sediments by abundance ratios of Globotruncana species groups », *Micropaleontology*, vol. I, n° 3, p. 207-219.

Dupper A. von (1952). — « Uber das Cenoman im Niedersächsichen Berglande und seine Mikrofossilien », *Paläont. Z.*, 26, 1/2, p. 49-111.

Edgell H.S. (1954). — « The stratigraphical value of Bolivinoides in the upper Cretaceous of northwest Australia », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. V, pt. 2, p. 68-76.

Edgell H.S. (1957). — « The genus Globotruncana in northwest Australia », *Micropaleontology*, vol. III, n° 2, p. 101-126.

Ehrenberg C.G. (1854). — *Mikrogeologie*, L. Voss, Leipzig, 374 p., 40 pl.

Ellis B.F. et Messina A.R. (1940). — « Catalogue of Foraminifera », *Amer. Mus. Nat. Hist. Spec. Public.*, New York, with. suppl.

Elliott G.F. (1956). — « Further records of fossil calcareous algae from the Middle East », *Micropaleontology*, vol. II, n° 4, p. 327-334, pl. 1-2.

Fairbridge R.W. (1954). — « Stratigraphic correlations by microfacies », *Amer. Journ. Sc.*, t. CCLII, p. 683-694.

Fallot P., Durand-Delga M., Busnardo R. et Sigal J. (1958). — *El Cretaceo superior del sur de Caravaca (Provincia de Murcia)*, Inst. Geol. Min. Espana, notes y com., n° 50, p. 283-298, 1 pl.

Farinacci A. (1962). — « Nuovo genere di Verneuilinidae (Foraminifera) marker di zona del Senoniano inferiore, *Geol. Romana*, vol. I, p. 5-9, pl. I à V.

Florio G. (1959). — *Globotruncanidae. Monografia della familia Globotruncanidae.* Servizio Geologico, A.G.I.P. Mineraria, sezione Stratigrafica.

Franke A. (1925). — « Die Foraminiferen der pommerschen Kreide », *Abh. Geol. Pal. Inst. Univ. Greifswald*, t. VI, p. 1-96.

Franke A. (1928). — « Die Froaminiferen der oberen Kreide Nord-und Mitteldeutschlands », *Abh. Preuss. Geol. Landes*, N.F., H. III, p. 1-208, pl. 1-18.

Fuchs Th. (1895). — « Studien über Fucoïden und Hieroglyphen », *Denkschr. Akad. Wissensch. Wien-Math. Nat.*, Bd. 62.

Gallitelli E.M. (1955). — « Schackoina from the upper Cretaceous of the northern Apennines, Italy », *Micropaleontology*, vol. I, n° 2, p. 141-146, pl. I, tabl. I.

Gallitelli E.M. (1959). — « Globotruncane Campaniano-Maestrichtiane nella formazione a facies di Flysch di Serramazzoni nell'Appennino settentrionale Modenese »,

Boll. della Soc. Geol. Ital., vol. LXXVII, fasc. II, p. 171-191, 3 pl.

Gandolfi R. (1942). — « Recherche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna (canton Ticino) », *Riv. Ital. Pal. Strat.*, vol. XLVIII, suppl. mem. 4, p. 5-160, pl. 1-14.

Gandolfi R. (1955). — « The genus Globotruncana in northeastern Columbia », *Bull. Amer. Pal.*, vol. XXXVI, n° 155, p. 3-118.

Gandolfi R. (1955). — « A Globotruncana fauna from the Pecan Gap chalk of Texas », *Micropaleontology*, vol. I, n° 3, p. 257-259, text-fig. 1-9.

Gandolfi R. (1957). — « Notes on some species of Globotruncana », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. VIII, pt. 2, p. 59-65.

Ganss O. et Knipscheer H.C.G. (1956). — « Die Maastricht-Eozän Folge des Helvetikums im Sprunggraben bei Oberteisendorf (Obb.) und ihre Gliederung mit Hilfe pelagischer Foraminiferen », *Geol. Jb.*, Band 71, S. 617-630, 2 Abb., 1 tab.

Gaudry A. (1892). — « Les Pythonomorphes de France », *M.S.G.F.*, Paleontol. III, mem. n° 10, p. 7, pl. II.

Geroch S. (1959). — « Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch », *Pal. Zeitschr.*, vol. XXXIII, n° 1/2, p. 113-122.

Ginsburg L. (1964). — « Les régressions marines et le problème du renouvellement des faunes au cours des temps géologiques », *B.S.G.F.*, t. VI, n° 1, p. 13-22.

Glaessner M.F. (1937). — « Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung », *Moscow. Univ., Paleont. Lab., Studies Micropal.* I(1), p. 27-46.

Glock W.S. (1946). — « Algae as ecologic indicators », *Am. Midland Naturalist*, vol. XXXVI, n° 2, p. 279-281.

Grimsdale T.F. et Morkhoven F.P. (1955). — « The ratio between pelagic and benthonic Foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks », *IV^e World Petrol. Congr.*, t. I, p. 473-491, Roma.

Grzybowski J. (1896). — « Otwornice czernowych Ilow z Wadowice ». *Rozpr. Wydz. mat-przys., Ak. Minej., Krakow*, vol. XXX, p. 1-48.

Gubler Y. (1948). — « Répartition stratigraphique de quelques grands Foraminifères dans le Flysch Crétacé supérieur nord-pyrénéen », Rep. 18^e Sess., *Intern. Geol. Congr. Great-Britain*, pt. XV, p. 42.

Guillaume S. (1961). — « Présence de Turonien dans la vallée de l'Ognon (Doubs) », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLIII, n° 25, p. 3006-3007.

Hagn H. (1955). — *Fazies und Mikrofauna der Gesteine des bayerischen Alpen*, E.J. Brill, Leiden.

Hagn H. et Zeil W. (1954). — « Globotruncanen aus dem ober-Cenoman und unter-Turon der Bayerischen Alpen », *E.G.H.*, vol. XLVII, n° 1.

Hamilton E.L. (1953). — « Upper Cretaceous, Tertiary and Recent planktonic Foraminifera from Mid-Pacific, flat-topped seamounts », *J. Pal.*, vol. XXVII, n° 2, p. 204-237.

Hancok J.M. (1959). — « Les Ammonites du Cénomanien de la Sarthe ». *C.R. Congr. soc. sav. Dijon*, Colloque Crétacé supérieur, p. 249-252.

Hay W.W. (1960). — « The Cretaceous-Tertiary boundary in the Tampico embayment, Mexico », *Intern. Geol. Congr.*, Rep. 21st., Copenhagen, pt. V, p. 70-77.

Hebert Ed. (1883). — « Sur la faune de l'étage Danien (assises supérieures et moyennes) dans les Pyrénées », *B.S.G.F.* (3), t. X, p. 664-666.

Hedgpeth J.W. (1957). — « Treatise on marine ecology an paleoecology », vol. I, Ecology-*Geol. Soc. Amer.*, Mem. 67, 1 296 p.

Henson F.R.S. (1947). — « On new Trochamminidae and Verneuilinidae from the Middle East », *Ann. et Mag. Nat. Hist.*, ser. II, vol. XIV, n° 117, p. 613.

Herm D. (1962). — « Stratigraphische und Mikropaläontologische untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental », *Bayerische Akad. der Wissenschaften München*, Heft. 104.

Hiltermann H. (1952). — « Stratigraphische Fragen des Campans und Maastricht unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie », *Geol. Jb.*, t. LXVII, p. 47-66.

Hofker J. (1956). — « Die Globotruncanen von Nordwest Deutschland und Holland », *N. Jb. Geol. und Pal. Abh.*, t. CIII, 3, p. 312-340.

Hofker J. (1956). — « Die Pseudotextularia. Zone der Bohrung Maasbühl und ihre Foraminiferen Fauna », *Paläont. Zeit.*, t. XXX, p. 59-79, pl. 5-10.

Hofker J. (1956). — « Les Foraminifères de la zone de contact Maestrichtien-Campanien, dans l'Est de la Belgique et le Sud des Pays-Bas », *Ann. Soc. Geol. Belg.*, t. LXXX, p. 191-233, 14 pl.

Hofker J. (1958). — « Les Foraminifères du Crétacé supérieur de Glons », *Ann. Soc. geol. Belg.*, t. LXXXI, p. 467-494, pl. 1-8.

Hofker J. (1959). — « Les Foraminifères du Crétacé supérieur de Harmignies, Bassin de Mons », *Ann. Soc. geol. Belg.*, t. LXXXII.

Hofker J. (1959). — « Les Foraminifères des craies tuffoïdes de Charente et Dordogne de l'Aquitaine, France du Sud-Ouest », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Colloque Crétacé supérieur, p. 253-368.

Hofker J. (1959). — « Les Foraminifères du Crétacé supérieur du Cotentin », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Colloque Crétacé supérieur, p. 369-397.

Hofker J. (1960). — « The genus (Globorotalites) Truncorotalia Cushman et Bermudez 1949 », *Micropaleontology*, vol. VI, n° 1, p. 111-115, text-fig. 1-10.

Hofker J. (1960). — « The type localities of the Maestrichtien (Maestrichtian chalk tuff) and of the Montian (tuffeau de Ciply, calcaire de Mons, Lagunar and Lacustre Montian », *J. Paleont.*, vol. XXXIV, n° 3, p. 584-588, 1 text-fig.

Hofker J. (1960). — « Les Foraminifères du Crétacé supérieur dans le bassin de Mons. I. — Les Foraminifères de la craie phosphatée de Ciply », *Ann .Soc. geol. Belg.*, t. LXXXIII, n° 6-10.

Hofker J. (1961). — « The Genus Globigerina cretacea in northwestern Europe », *Micropaleontology*, vol. VII, n° 1, p. 95-100, pl. I.

Hofker J. (1961). — « Globotruncanidae Brotzen 1942, as toothplate Foraminifera », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. XII, pt. 4.

Hofker J. (1963). — « Mise au point concernant les genres Praeglobotruncana Bermudez 1925, Abathomphalus Bolli, Loeblich et Tappan 1957, Rugoglobigerina Bronnimann 1952 et quelques espèces de Globorotalia », *Rev. Micropal.*, vol. V, n° 4, p. 280-288.

Hofmann G. (1948). — *Das Flysch problem in lichte der Pollenanalyse*, Phyton. Wien.

Jarke J. (1958). — « Sédiments et microfaune d'un seuil séparant deux bassins océaniques, d'après l'exemple de la coupe de la crête Islande-Feroë (océan atlantique nord-Rosengarten, océan glacial arctique européen) », *Geologische Rundschau Dtsch.*, t. XLVII, n° 1, p. 234-249, 3 fig., 5 tab.

Jeletzky J.A. (1951). — « Die Stratigraphie und Belemniten-fauna des Obercampan und Maastricht Westfaleus, Nordwest-deutschlands, und Dänemarks sowie einige allgemeine Gliederungs-Problem der Jungeren borealen Oberkreide Eurasiens », *Geol. Jb. H. I.*, p. 1-142, pl. 1-7.

Jones J.I. (1960). — « The significance of variability in Praeglobotruncana gautierensis Bronnimann 1952, from the Cretaceous Eagle Ford Group of Texas », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. XI, pt. 3.

KAEVER M. (1958). — « Uber Globorotalites Brotzen 1942 und Conorotalites nov. gen. », *Geol. Jb.*, vol. LXXV, p. 433-436.

KELLER B. (1939). — « The Foraminifera of the upper Cretaceous of U.S.S.R. », *Trasact. Geol. Oil. Inst.*, Ser. A, fasc. CXVI, S. 7-27, Taf. I-II.

KEMPER E. (1961). — « Mikrofauna und Faziesfossilien im unteren Mittelvalendis Nordwestdeutschlands », *Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie*, Heft. 2.

KIKOINE J. (1947). — « Les Globotruncana du Crétacé supérieur nord-pyrénéen », *C.R.S.G.F.*, t. XVII, 5, n° 1, p. 19-22.

KIKOINE J. (1947). — « Les Heterohelicidae du Crétacé supérieur nord-pyrénéens », *B.S.G.F.* (5), t. XVIII, pl. XV-XXXV, pl. I-II.

KIKOINE J. (1947). — « Mise au point sur la nomenclature de Globorotalia cushmani Morrow », *C.R.S.G.F.* (5), t. XVII, p. 287-293.

KLASZ I. de (1953). — « Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern) », *Geol. Bavarica*, n° 17, p. 223-244, München.

KLASZ I. de (1955). — « A new Globotruncana from the Bavarian Alps and North Africa », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. VI, pt. I, p. 43-44, pl. VII

KLASZ I. de (1961). — « Présence de Globotruncana concavata Brotzen et G. concavata carinata Dalbiez (Foraminifères), dans le Coniacien du Gabon (Afrique équatoriale), *C.R.S.G.F.*, fasc. V, p. 123-124.

KLAUS J. (1959). — « Le « complexe schisteux intermédiaire » dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes). Stratigraphie et Micropaléontologie avec l'étude spéciale des Globotruncanidés de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien », *E.G.H.*, t. LII, n° 2, p. 753-852.

KLAUS J. (1960). — « La répartition stratigraphique des Globotruncanidés au Turonien et au Coniacien », *E.G.H.*, vol. LIII, n° 2, p. 694-715.

KLAUS J. (1960). — « Rotalipores et Thalmaninelles d'un niveau des couches rouges de l'anticlinal d'Aï », *E.G.H.*, vol. LIII, n° 2, p. 704-709 .

KLAUS J. (1960). — « Etude biométrique et statistique de quelques espèces de Globotruncanidés. I. — Les espèces du genre Praeglobotruncana dans le Cénomanien de la Breggia (Tessin, Suisse méridionale) », *E.G.H.*, vol. LIII, n° 1, p. 285-307.

KOLTUN V.M. (1960). — « Spicule analysis and its use in Geology », *Izvest. of the Academy of Sc.U.S.S.R. Geol.*, Ser. n° 4.

KREJCI-GRAF K. (1936). — « Zur natur der Fucoïden », *Senckenbergiana*, vol. XVIII, n° 56, p. 308-315 .

KREJCI-GRAF K. (1938). — « Ein Grabgang mit Chondriten Füllung », *Senckenbergiana*, vol. XX, n° 5, p. 463-468.

KSIAZKIEWICZ M. (1950). — « On the age of the variegated marls in the Flysch of the western Carpathians », *Ann. Soc. Geol. Pologne*, t. XIX, p. 339-358.

KSIAZKIEWICZ M. (1958). — « On the Turonian in the Pieniny Klippes belt », *Bull. Acad. Pologne, sc.*, t. VI, 8, p. 537-544.

KUPPER K. (1955). — « Upper Cretaceous Foraminifera from the « Franciscan series ». New Almaden district, California », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. VI, pt. 3, p. 112-118.

LAGNEAU-HERENGER L. (1959). — « Les Spongiaires siliceux du Crétacé supérieur français », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Colloque Crétacé supérieur, p. 399-413.

LAMBERT A. et MARIE P. (1948). — « Nouvelles observations sur le Sénonien de la zone des Kabylies (Algérie) », *C.R.S.G.F.*, p. 124.

LAPPARENT J. de (1918). — « Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye », *M.C.G.F.*

LAPPARENT J. de (1924). — « Les calcaires à Globigérines du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène dans les Pyrénées occidentales », *B.S.G.F.* (4), t. XXIV, p. 615-641 et *C.R.S.G.F.*, p. 185-186.

LESSERTISSEUR J. (1955). — « Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique », *M.S.G.F.*, nouv. ser. n° 74, t. XXXIV, 150 p. 11 pl.

LEYMERIE A. et COTTEAU G. (1856). — « Catalogue des Echinides fossiles des Pyrénées », *B.S.G.F.* (2), t. XIII, p. 319-355.

LLARENA J.G. de (1958). — « Datos paleontologicos del Flysch litoral de Guipuzcoa El Vraconiense de septarias de Motrico », *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. Espana*, n° 50, 2 fasc. numéro extraord.

LOEBLICH A.R. Jr et TAPPAN H. (1949). — « Foraminifera from the Walnut formation (lower Cretaceous) of nothern Texas and southern Oklahoma », *J. Pal.*, vol. XXIII, n° 2, pl. XLVI-XLVII et n° 3, pl. XLVIII-LI.

LOEBLICH A.R.Jr. et TAPPAN H. (1961). — Cretaceous planktonic Foraminifera. Part. I. — Cenomanian », *Micropaleontology*, vol. VII, n° 3, p. 257-304, pl. I-VIII.

LOETTERLE G.J. (1937). — « The micropaleontology of the Niobrara formation in Kansas, Nebraska and south Dakota », *Nebraska Geol. Surv.*, Ser. 2, Bull. 12, p. 1-73.

LUCAS G. (1938). — « Les Cancellophycus du Jurassique sont des Alcyonaires », *C.R.Ac.sc.*, t. CCVI.

LUCAS G. (1950). — « Précisions sur les Cancellophycus du Jurassique », *C.R.Ac.sc.*, t. CCXXX.

LUCINI P. (1959). — « Su due Microfaune del Flysch del Versante Tirrenico della Basilicata », *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. LXXVII, fasc. III, Roma.

LUGEON M. et GAGNEBIN E. (1945). — « Une Ammonite cénomanienne dans le Flysch de la Breggia (Tessin méridional) », *E.G.H.*, vol. XXXVII, n° 2, p. 204-206.

LYS M. (1951). — « Robulus incisus n. sp., phylum caractéristique en Afrique à la limite Crétacé-Eocène », *Rev. I.F.P.*, n° 4.

MAGNE J. (1960). — *Contribution à l'étude microstratigraphique et micropaléontologique du Crétacé du versant nord des Pyrénées occidentales* (inédit), rapport ESSO-REP.

MAGNE J. et SIGAL J. (1954). — « Résultats géologiques et micropaléontologiques du sondages d'El Krachem (hauts plateaux algérois) », *B.S.G.F.* (6), vol. III, fasc. IV-VI, p. 482.

MAGNE J. et POLVECHE J. (1960). — « Sur le niveau à Actinocamax plenus (Blainville) du Boulonnais », *Bull. Soc. géol. Nord*, p. 47-62.

MALAPRIS M. (1962). — « Succession de Foraminifères dans le Cénomanien-Turonien de l'Aube, en rapport avec les zones micropaléontologiques de Côte-d'Or », *C.R.S.G.F.*, fasc. I, p. 22-24.

MALAPRIS M. et RAT P. (1961). — « Données sur les Rosalines du Cénomanien et du Turonien de Côte-d'Or », *Rev. Micropal.*, vol. IV, n° 2, p. 85-98.

MALAPRIS M. et RAT P. (1961). — « Foraminifères et stratigraphie dans le Cénomanien et le Turonien des environs de Dijon », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLII, n° 6, p. 910-912.

MARIE P. (1936). — « Sur la microfaune du Crétacé moyen et supérieur à faciès bathyal du nord marocain », *C.R.Ac.sc.*, t. CCII, p. 145-148.

MARIE P. (1941). — « Les Foraminifères de la craie à Belemnitella mucronata du bassin de Paris », *Mem. Mus. hist. nat.*, t. XII, fasc. I, p. 1-296, pl. I-XXXVII.

MARIE P. (1943). — « Sur la valeur des zones à petits Foraminifères dans l'Aturien des petites Pyrénées », *C.R.S.G.F.*, p. 110-111.

MARIE P. (1947). — « Sur quelques Rosalinelles du sondage de Peyrehorade », *C.R.S.G.F.*, p. 333-335.

MARIE P. (1947-1948). — « Rotalipora cushmani et Rotalipora apenninica », *C.R.S.G.F.*, p. 59 et p. 331.

Marie P. (1948). — « A propos de Rosalinella cushmani (Morrow) », *C.R.S.G.F.*, p. 39-42.

Marie P. (1952). — « Quelques genres nouveaux de Foraminifères du Crétacé à faciès récifal », *Congrès Géol. intern.*, Alger, fasc. XV, sect. XIII.

Marie P. (1957). — « Goupillaudina, nouveau genre de Foraminifère du Crétacé supérieur », *B.S.G.F.* (6), t. VII, fasc. VI, p. 861-876.

Marie P. (1958). — « Peneroplidae du Crétacé supérieur à faciès récifal. I. — A propos des genres Broekina et Praesorites et sur le nouveau genre Vandenbroekia », *Rev. Micropal.*, vol. I, n° 3, p. 125-139, 1 pl.

Marie P. (1959). — « Sur le Crétacé supérieur marin des Martigues (Bouches-du-Rhône) », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Colloque Crétacé supérieur, p. 449-496.

Marie P. (1961). — « Présence de Globotruncana elevata (Brotzen) dans le Santonien des Corbières », *C.R.S.G.F.*, fasc. V, p. 124-125.

Marie P. et Destombes J.P. (1947). — « Résultats stratigraphiques d'un sondage à Peyrehorade (Landes) », *C.R.S.G.F.*, p. 330-332.

Marshall N.B. (1954). — *Aspects of deep sea biology*, Hutchinson, New York, 380 p.

Mitchell E.W. (1948). — « The zonal value of Foraminifera in the chalk of England », *Proc. Geol. Assoc.*, vol. LIX, pt. 2, p. 91-112.

Moore G.W. (1956). — « Aragonite speleothems as indicators of paleotemperature », *Amer. J. Sc.*, t. CCLIV, p. 746-753.

Moore R.C. (1957). — « Treatise on invertebrate paleontology. Part. 1, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea », *Geol. Soc. Amer. Univ.*, Kansas Press.

Moore H.B. (1958). — *Marine ecology*, New York, J. Wiley and Sons, 493 p.

Mornod L. (1950). — « Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes Fribourgeoises) », *E.G.H.*, vol. XLII, n° 2, p. 579-596.

Moros F.A. (1933). — « Datos para el estudio paleontologico del Flysch de la costa Cantabrica y de algunos otros puntos de Espana », *Bol. Inst. Geol. y Min. Espana*, t. LIII.

Morrow A.L. (1934). — « Foraminifera and Ostracoda from the upper Cretaceous of Kansas », *J. Paleont.* t. VIII, 2, p. 186-205.

Munier-Chalmas (1888). — « Sur les Rudistes », *B.S.G.F.* t. XVI, p. 819-820.

Nakkady S.E. (1950). — « A new Foraminiferal fauna from the Esna shales and upper Cretaceous chalk of Egypt », *J. Pal.*, t. XXIV, 6, p. 675-692.

Natland M.L. (1957). — *Paleoecology of west coast tertiary sediments*, in Ladd. H.S.. « Treatise on marine ecology and paleocology », vol. II, chap. XIX, p. 543-572.

Nauss A.W. (1947). — « Cretaceous microfossils of the Vermilion area, Alberta », *J. Paleont.*, t. XXI, 4, p. 329-343, pl. XLVIII-XLIX.

Neumann M. (1958). — « Révision des Orbitoididés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale », *Mem. S.G.F.*, n° 83.

Norton R.D. (1930). — « Ecologic relations of some Foraminifera », *Scripps Inst. Oceanogr.*, Bull. Techn., vol. II, n° 9, p. 331-388.

Noth R. (1951). — « Foraminiferen aus Unter und Oberkreide des Osterreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vörland vorkommen », *Jb. Geol.*, t. III, p. 1-91, pl. I-IX.

Olbertz G. (1944). — « Untersuchungen zur Mikrostratigraphie der oberen Kreide Westfaleus Turon, Emscher, Untersenon », *Paläont. Zeitschrift*, Bd. 23.

Orbigny A. d' (1840). — « Mémoire sur les Foraminifères de la craie blanche du bassin de Paris », *M.S.G.F.*, vol IV, n° 1, p. 1-51, pl. I-IV.

Orlini A. (1949). — « Sulla presenza di Globotruncana calcarata Cushman in Italia », *Riv. Ital. Pal. Milano*, vol. LV, n° 1, p. 35-36.

Paquet J. (1961). — « Données nouvelles sur le Crétacé subbétique au S.E. de Caravaca (Province de Murcie, Espagne) », *C.R.Ac.sc.*, n° 5, p. 121.

Perebaskine (1943). — « La découverte de Nummulites dans le Sénonien de Saint-Marcet », *B.S.G.F.* (5), t. XII, fasc. IV-VI, p. 119-121.

Perebaskine (1946). — « Rectification de nomenclature », *C.R.S.G.F.*, n° 14, p. 297.

Pérès J.M. (1961). — *Océanographie biologique et biologie marine*, t. I : « La vie benthique », Presses Universitaires de France, Paris, 541 p.

Pessagno Jr.E.A. (1960). — « Stratigraphy and Micropaleontology of the Cretaceous and lower Tertiary of Puerto-Rico », *Micropaleontology*, vol. VI, n° 1, p. 87-110, pl. I-V.

Pfender J. (1926). — « Les Mélobésiées dans les calcaires crétacés de la basse Provence », *Mém. S.G.F.*, n° 6, nouv. sér., t. III, fasc. II.

Pfender J. (1938). — « Etude micrographique des calcaires crétacés et éocènes de l'Imini, de Tamdakht et de Skoura. « Contribution à la Paléontologie des couches crétacées et éocènes du versant sud de l'Atlas de Marrakech », par L. Moret », *Mém. Palcont.*, n° 11, Notes et Mém., n° 49.

Pia I, Pfender J., Termier H. (1932). — « Etudes géologiques sur les calcaires de Bekrit et de Timhadit (Moyen-Atlas) », Serv. mines et cartes géol., Maroc, Notes et Mém., n° 20, p. 11.

Pia J. (1936). — « Calcareous green algae from the upper Cretaceous of Tripoli (North Africa) », *J. Paleont.*, vol. X, n° 1.

Piveteau J. (1951). — *Images des mondes disparus*, Masson et Cie, édit., Paris.

Piveteau J. (1952). — *Traité de Palcontologie*, t. I et II, Masson et Cie, édit., Paris.

Plummer H.J. (1931). — « Some Cretaceous Foraminifera in Texas », *Univ. Texas Bull.*, n° 3101.

Plummer H.J. (1951). — « Foram. Surgery », *The Micropaleontologist*, vol. V, n° 1, p. 26.

Pokorny V. (1960). — « Microstratigraphie et biofaciès du Flysch carpathique de la Moravie méridionale (Tchécoslovaquie) », *Rev. I.F.P.*, vol. XV, n° 7-8, p. 1099-1141.

Pokorny (1961). — *Ecologie des associations de Foraminifères « arénacés » du Flysch*, traduction B.R.G.M.

Rech-Frollo M. (1963). — « Arrêt du développement et dérèglement du métabolisme du fer parmi les Foraminifères du Flysch », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLVI, n° 2, p. 465.

Reichel M. (1936-1937). — « Etude sur les Alvéolines », *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, vol. LVII et LIX, Bâle.

Reichel M. (1947). — « Les Hantkeninidés de la Scaglia et des couches rouges (Crétacé supérieur) », *E.G.H.*, vol. XL, n° 2.

Reichel M. (1950). — « Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin) », *E.G.H.*, vol. XLII, n° 2, p. 596-617, pl. XVI-XVII.

Reichel M. (1952). — « Remarques sur les Globigérines du Danien de Faxe (Danemark) et sur celles des couches de passage du Crétacé au Tertiaire dans la Scaglia de l'Apennin », *E.G.H.*, vol. XLV, n° 2, p. 341-349.

Reiss Z. (1952). — « On the occurence of Globotruncana calcarata Cushman 1927 in the upper Cretaceous of Israël », *Bull. Res. Council of Israël*, vol. II, n° 3, p. 270.

Reiss Z. (1952). — « On the upper Cretaceous and lower Tertiary microfauna of Israël », *Bull. Res. Council of Israël*, vol. II, n° 1, p. 37-50.

Reiss Z. (1954). — « Upper Cretaceous and lower Tertiary Bolivinoides from Israël », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. V, pt. 4, p. 154-164, pl. XXVIII.

Reiss Z. (1957). — « The Bilamellidea nov. superfam. and remarks on Cretaceous Globorotaliids », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. VIII, pt. 4, p. 127-145.

Reiss Z. (1959). — « Note sur Pseudolituonella », *Rev. Micropal.*, vol. II, n° 2, p. 95-98.

Reiss Z. (1961). — « Lower Cretaceous microfacies and microfossils from Galilée », *Bull. Res. Council Israël*, vol. X, n^{os} 1-4, p. 223-242.

Renz O. (1936). — « Stratigraphische und Mikropaleontologische Untersuchung der Scaglia im Zentsalen Apennin », *E.G.H.*, vol. XXIX.

Renz O. (1936). — « Uber ein Maestricht. Cenomanien Vorkommen bei Alfermee am Bielersee », *E.G.H.*, vol. XXIX, n° 2, p. 545-563.

Renz O. (1936). — « Uber Globotruncanen im Cenomanien des Schweirerjura », *E.G.H.*, vol. XXIX, p. 500-503.

Rey M. et Nouet G. (1958). — *Microfaciès de la région prérifaine et de la moyenne Moulouya*, E.J. Brill, Leiden.

Reyment R.A. (1957). — « Notes on some Globigerinidae, Globotruncanidae and Globorotaliidae from the upper Cretaceous and lower Tertiary of western Nigeria », *Records Geol. Surv. Nigeria*, p. 68-86, pl. XV-XVII.

Richter R. (1928). — « Psychische Reaktionen Fossiler Tiere Helminthoiden und Nereiten als Fragen der Führtenkunde an die Tierpsychologie », *Palaeobiol.*, t. I, p. 225.

Richter R. (1931). — « Tierwelt und Umwelt in Hunsrückschiefer », *Senckenb.*, t. XIII, p. 299.

Rutsch R.F. (1949). — « Die Bedeutung der Fossil-Deformation », *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum Geol. Ing.*, t. XV, n° 49.

Sacal V. et Debourle A. (1957). — « Foraminifères d'Aquitaine. Deuxième partie. — Pénéroplidae à Victoriellidae », *Mem. S.G.F.*, nouv. sér., t. XXXVI, 1.

Said R. (1951). — « Ecology of Foraminifera », *The Micropaleontologist*, vol. V, n° 3, p. 12-14.

Said R. et Kenawy A. (1956). — « Upper Cretaceous and lower Tertiary Foraminifera from northern Sinaï, Egypt », *Micropaleontology*, vol. II, n° 2, p. 105-181.

Saunders J.B. (1958). — « Recent Foraminifera of Mangrove-swamps and river estuaries, and their fossil counterparts in Trinidad », *Micropaleontology*, vol. IV, n° 1, p. 79-92.

Schlifsma E. (1946). — « The Foraminifera from the Hervian (Campanian) of southern Limburg », *Meded. Geol. Stichina*, Z. ser. n° 7, p. 1-174, pl. I-X.

Schlifsma E. (1955). — « La position stratigraphique de Globotruncana helvetica Bolli en Tunisie », *Micropaleontology*, vol. I, n° 4.

Schlumberger M.C. (1899). — « Note sur quelques Foraminifères nouveaux ou peu connus du Crétacé d'Espagne », *B.S.G.F.* (3), t. XXVII, p. 456-465, pl. VIII à XI.

Seiglie G.A. — « Notas sobre algunas especies de Heterohelicidae del Cretacico superior de Cuba », *Bol. Ass. Mexicana Geol. Petrol.*

Seilacher A. (1953). — « Die Geologische Bedeutung fossiles Lebensnuren », *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 105, p. 1-908, pl. I-XXXVII.

Seilacher A. (1959). — « Au sujet de la caractéristique écologique du Flysch et de la Molasse », *E.G.H.*, vol. LI, n° 3, p. 1062-1078, 1 fig., 3 pl.

Seronie-Vivien M. (1961). — « Sur l'extension des Alvéolines du Sénonien en Périgord », *C.R.Ac.sc.*, t. CCLII, n° 23, p. 3612-3613.

Seunes J. (1888). — « Echinides crétacés des Pyrénées occidentales », *B.S.G.F.* (3), t. XVI, p. 791-815, pl. XXVIII-XXXI.

Seunes J. (1889). — « Echinides crétacés des Pyrénées occidentales », *B.S.G.F.* (3), t. XVII, p. 804-824.

Seunes J. (1890). — « Sur la présence de Rudistes dans le Flysch à Orbitolines de la région sous-pyrénéenne du département des Basses-Pyrénées (vallée du Saison) », *C.R.Ac.sc.*, t. III, p. 847-849, et *B.S.G.F.* (3), t. XIX, et *C.R.S.G.F.*, p. 22

Seunes J. (1890-1891). — « Contribution à l'étude des céphalopodes du Crétacé supérieur de France. I. — Ammonites du calcaire à Baculites du Cotentin. II. — Ammonites du Campanien de la région sous-pyrénéenne », *M.S.G.F.*, Paléontol.

Sigal J. (1948). — « Précisions sur quelques Foraminifères de la famille des Globorotalidae », *C.R.S.G.F.*

Sigal J. (1948). — « Note sur les genres de Foraminifères Rotalipora Brotzen 1942 et Thalmaninella », *Rev. I.F.P.*, vol. III, n° 4, p. 95-103, pl. I-II.

Sigal J. (1948). — « Un exemple de polyphylétisme et d'évolution parallèle : le genre Globotruncana (Foraminifères) », *XIII^{e} Congr. intern. zool.*, Paris.

Sigal J. (1949). — « Une date remarquable dans l'évolution de la microfaune du Cénomanien-Turonien en Algérie », *C.R.S.G.F.*, n° 12, p. 265-266.

Sigal J. (1952). — « Aperçu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé », *Congr. géol. intern.*, 19^{e} sess., Alger, n° 26, p. 145.

Sigal J. (1952). — « Observation sur l'âge Cénomanien d'une microfaune récemment décrite dans la région de Taza (Maroc) », *C.R.S.G.F.*, p. 309-311.

Sigal J. (1955). — « Notes micropaléontologiques nord-africaines. I. — Du Cénomanien au Santonien : zones et limites en faciès pélagique », *C.R.S.G.F.*, n° 8, p. 157-160.

Sigal J. (1955). — « Notes micropaléontologiques nord-africaines. II. — Sur l'extension du genre Ticinella Reichel 1949 », *C.R.S.G.F.*, n° 5, p. 225.

Sigal J. (1956). — « Notes micropaléontologiques malgaches. II. — Microfaunes albiennes et cénomaniennes », *C.R.S.G.F.*, n° 6, p. 210-214.

Sigal J. (1956). — « Notes micropaléontologiques nord-africaines. IV. — Biticinella breggiensis (Gandolfi), nouveau morphogenre », *C.R.S.G.F.*, n° 6, p. 35-36.

Sigal J. (1958). — « La classification actuelle des familles de Foraminifères planctoniques du Crétacé », *C.R.S.G.F.*, n° 8, p. 262-265.

Sigal J. (1962). — « Notes micropaléontologiques nord-africaines. VIII. — Robulus praecinctus Lys, repère benthonique possible du Santonien des provinces centafricaine et sud-maghrébine », *C.R.S.G.F.*, n° 8, p. 226-228.

Silvestri A. (1932). — « Foraminiferi del Cretaceo della Somalia », *Paleont. Ital.* (Mem.), vol. XXXII.

Simpson S. (1957). — « On the trace fossil Chondrites », *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, t. CXII, p. 475-499.

Smith F.D.Jr. (1955). — « Planktonic Foraminifera as indicators of depositional environment », *Micropaleontology*, vol. I, n° 2, p. 147-151.

Spath L.F. (1926). — « On the zones of the Cenomanian and the uppermost Albian », *Proc. Geol. Assoc.*, t. XXXVII, n° 4, p. 420-432.

Stainforth R.M. (1952). — « Ecology of arenaceous Foraminifera », *The Micropalcontologist*, vol. VI, n° 1, p. 42-44.

Stone S.W. (1956). — « Some ecologic data relating to pelagic Foraminifera », *Micropaleontology*, vol. II, n° 4, p. 361-370.

Tauber A.F. (1949). — « Paläobiologische analyse von Chondrites furcatus Steinberg », *J. Geol. Bundensanst*, t. XCIII, n° 3-4.

Termier H. et G. (1947). *Paléontologie marocaine. I. — Généralité sur les invertébrés fossiles*, notes et mémoires, Hermann, éd., Paris.

Thalmann H.E. (1942). — « Globotruncana in the Franciscan limestone, Santa Clara County, California », *Geol. Soc. Amer. Bull.* vol. LIII, p. 1838.

Thalmann H.E. (1942). — « The genus Globotruncana and its species », *27e Ann. Convention Denver.*, p. 57-62.

Thalmann H.E. (1959). — « New name for Foraminiferal homonyms », *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, vol. X, pt. 4, p. 130-131.

Tilev N. (1951). — *Etude des Rosalines maestrichtiennes (Genre Globotruncana) du Sud-Est de la Turquie (sondage de Ramandag)*, Inst. Etudes et Rech. Min. Turquie, n° 16.

Tollmann A. von (1960). — « Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weissenbachtales in Steiermark », *Jb. Geol.* Bd. 103, p. 133-203, 16 pl.

Trefethen J.M. et Dow R.L. (1960). — « Some features of modern beach sediments », *J. Sedim. Petrol. U.S.A.*, t. XXX, n° 4, p. 589-602.

Troelsen J.C. (1955). — « Globotruncana contusa in the white chalk of Denmark », *Micropaleontology*, vol. I, n° 1, p. 76-82.

Tschachtli B.S. (1941). — *Uber Flysch und Couches rouges in den Decken der Ostlichen Prealpes romandes (Simmental-Saanen)*, Diss., Berne.

Vassoevich N.V. (1948). — « Sur les méthodes de l'étude paléontologique du Flysch », *Paléontologie et Stratigraphie*, vol. V, p. 34-64.

Vroman A.J. (1958). — « The Cenomanian-Turonian boundary in northern Israël (Preliminary note) », *State of Israël Geol. Surv.*, Bull. 17, p. 1-2.

White M.P. (1929). — « Some index Foraminifera of the Tampico Embayment of Mexico », *J. of Paleont.*, vol. III, n° 1, p. 30-58.

Wiedmann J. (1959). — « Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Colloque Crétacé supérieur, p. 709-764.

Wilson L.R. et Hoffmeister W.S. (1952). — « Small Foraminifera », *The Micropaleontologist*, vol. VI, n° 2, p. 26.

Wicher C.A. (1949). — « On the age of the higher upper Cretaceous of the Tampico embayment area in Mexico, as an example of the worldwide existence of microfossils and the practical consequence arising from this », *Bull. Mus. hist. nat. pays Serve*, ser. 2, livre II, p. 76-105.

Wood A. (1949). — « The structure of the wall of the test in the Foraminifera ; its value in classification ». *Geol. Soc. Lond., Quart. J.*, 104, pt. 2.

Wright C.W. (1959). — « Les étages supracrétacés et la phylogénie des Ammonites », *C.R. Congr. Soc. sav. Dijon*, Colloque Crétacé supérieur, p. 765-770.

Young K. (1951). — « Foraminifera and Stratigraphy of the Frontier formation (upper Cretaceous) southern Montana », *J. Paleont.*, t. XXV (1), p. 35-68, pl. 11-14.

Ziegler B. (1961). — « Puzosia (Ammonoidea) im Kreide-Flysch der Breggia (Sudtessin) », *E.G.H.*, vol. LIV, n° 2, p. 587-591.

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE

ETUDE GENERALE DU FLYSCH NORD-PYRENEEN

PAGES

CHAPITRE PREMIER. — **Introduction et généralités** 5

Aperçu géographique 5
Situation géologique. 6
Historique 6
But et méthode de travail 9
Plan du travail. 9

CHAPITRE II. — **Le Flysch proprement dit**. 11

I. — Historique et définition du terme Flysch 11

II. — Les courants de turbidité. 14

III. — Sédimentologie actuelle 16

IV. — Conclusions 18

CHAPITRE III. — **Etude des séries rythmiques** 20

Terminologie 20
Etude de la stratification du Flysch 21

CHAPITRE IV. — **Sédimentologie du Flysch** 30

I. — Traces inorganiques :

A. — *Action des courants :*
1. Les sillons d'érosion. 31
2. Les « ripple marks » 31
3. « Graded bedding » 31

B. — *Influence de la gravité :*
1. « Slumping ». 32
2. Réoglyphes 33
3. « Slump-balls » 33
4. Galets mous 34

C. — *Actions de la pression :*
1. Contact entre strates. 34
2. Microfailles de tassement. 34

II. — Traces d'activités animales :
1. *Rhizocorallium* 35
2. *Fucoïdes*. 35
3. *Helminthoïdes* 36
4. *Spirophytons*. 37

Conclusions. 38

PAGES

CHAPITRE V. — **Pétrographie du Flysch pyrénéen** 39

I. — Les brèches :

A. — *Wildflysch* 39

B. — *Microbrèche calcaire* 39

II. — Le grès 40

III. — Les calcaires et les argiles 41

1. *Calcaire avec teneur variable en silice* 41

2. *Calcaire siliceux* 42

3. *Calcaire argileux* 43

4. *Argiles* 44

IV. — Désagrégation et altération des roches du Flysch 44

CHAPITRE VI. — **Les éléments de datation et de corrélations** 46

Vraconien 47

Cénomanien 47

A. — *Roches vertes* 47

B. — *Microbrèches et brèches* 48

C. — *Macrofaune* 48

D. — *Microfaune* 50

Turonien 51

1. *Macrofaune* 51

2. *Microfaune* 51

a) Gümbélines 51

b) Globotruncana helvetica BOLLI 51

Coniacien 51

1. *Zone à Globotruncana schneegansi* SIGAL 52

Santonien 52

1. *Zone à Globotruncana concavata* BROTZEN 52

2. *Couches rouges* 53

3. *Le calcaire à Orbitoïdes* 53

Campanien 53

1. *Zone à Globotruncana elevata* BROTZEN 54

2. *Zone à Globotruncana calcarata* CUSHMAN 54

Maestrichtien 54

1. *Zone à Globotruncana stuarti de* LAPPARENT 55

2. *Zone à Globotruncana contusa* CUSHMAN 55

3. *Microbrèches du Maestrichtien supérieur* 55

4. *« Marnes de Nay »* 55

Conclusions 56

Ecologie des Foraminifères 58

Remaniements 60

DEUXIEME PARTIE

STRATIGRAPHIE REGIONALE

PAGES

Plan adopté pour l'exposé de la Stratigraphie régionale .. 63

I. — *LE « PAYS GRESEUX »*

CHAPITRE VII. — **Coupe stratigraphique d'Arthez-d'Asson à Nay** .. 66

Introduction .. 66

I. — La structure anticlinale ancienne .. 66

II. — La région synclinale sud .. 68

A. — *Aptien supérieur :*

1. Flanc nord .. 68
2. Flanc sud .. 68

B. — *Vraconien :*

1. Flanc nord .. 68
2. Flanc sud .. 69

C. — *Cénomanien :*

1. Flanc nord .. 69
2. Flanc sud .. 71

D. — *Turonien* .. 71

III. — La région monoclinale nord .. 72

A. — *Vraconien* .. 72

B. — *Cénomanien* .. 72

I. — Zone à Rotalipora apenninica RENZ :

a) Cénomanien inférieur .. 72
b) Cénomanien moyen .. 73

II. — Zone à Rotalipora cushmani MORROW :

a) Cénomanien supérieur .. 74

C. — *Turonien* .. 75

Zone à Globotruncana helvetica BOLLI .. 75

D. — *Coniacien* .. 75

Zone à Globotruncana schneegansi SIGAL .. 75

E. — *Santonien* .. 76

Zone à Globotruncana concavata BROTZEN .. 76

F. — *Campanien* .. 76

a) Zone à Globotruncana elevata elevata BROTZEN .. 76
b) Zone à Globotruncana calcarata CUSHMAN .. 78

G. — *Maestrichtien* .. 78

a) Zone à Globotruncana stuarti de LAPPARENT .. 78
b) Zone à Globotruncana contusa CUSHMAN .. 81

Tableau résumé de la coupe de Nay .. 82

CHAPITRE VIII. — **La région entre Nay et Rébénacq** .. 84

Introduction .. 84

A. — Le Monoclinal nord .. 84

Cénomanien .. 84
Turonien .. 86

PAGES

Coniacien 87
Santonien 88
Campanien 89
Maestrichtien 90

B. — Coupe de Gan-Rébénacq 91
Coniacien 93
Santonien 93

Campanien :
a) Zone à Globotruncana elevata elevata BROTZEN 96
b) Zone à Globotruncana calcarata CUSHMAN 97

Maestrichtien 97

C. — Le Front nord-pyrénéen du pont Latapie au pic de Rébénacq 99

D. — La zone synclinale sud 100

CHAPITRE IX. — **De Bélair à Lasseube** 105

Introduction. 105
Cénomanien. 105
Turonien 109
Coniacien 112
Santonien 113

Campanien :
1. *Zone à Globotruncana elevata elevata* BROTZEN. 116
2. *Zone à Globotruncana calcarata* CUSHMAN 117

Maestrichtien :
1. *Zone à Globotruncana stuarti de* LAPPARENT 118
2. *Zone à Globotruncana contusa* CUSHMAN 119

CHAPITRE X. — **D'Estialescq à Préchacq** 121

Introduction. 121
Sénonien inférieur 121
Santonien 121
Sénonien supérieur 124
Campanien 124
Maestrichtien 125

CHAPITRE XI. — **Le Synclinorium Arudy-Oloron-Sainte-Marie** 130

Introduction. 130
Le contact albien-cénomanien 132
Cénomanien. 133
Première coulée éruptive de la base du Cénomanien 133
La carrière Rébichet 133
« Pillow-lavas » 135
Coulées prismées 135
Le gisement de Pélégria 135
Roche éruptive à grands cristaux de hornblende 136
Conglomérat de base 138
Gisement fossilifère. 140
Plissottement dans le Flysch 140
Cénomanien inférieur 141
Cénomanien supérieur 141

PAGES

Turonien :

Passage Turonien-Cénomanien 142
Secteur éruptif de Buzy 142
Région nord de Saint-Christeau 143
Synclinal d'Oloron 143

Coniacien 145

II. — *LE « PAYS CALCAIRE ».*

CHAPITRE XII. — **De la vallée d'Aspe au Saison** 150

Introduction 150

I. — Le synclinal du Joos 151

A. — *De Géronce à Esquiüle (Flanc nord)* 151

Cénomanien 151
Turonien 153
Coniacien 155
Santonien 156

B. — *De Hoquy à L'Hôpital-Saint-Blaise (Flanc sud)* 157

Cénomanien 157
Turonien 158
Coniacien 160
Santonien 161

II. — La région entre le gave d'Aspe et le Vert :

A. — *Zone synclinale sud* 161

B. — *La structure anticlinale ancienne* 162

C. — *Le flanc sud du synclinal du Joos, entre Asasp et le Vert* 164

1. Cénomanien 164
2. Turonien 165
3. Coniacien 165

III. — Coupe du Bugalaran 165

IV. — La ride albienne entre Féas et Chabalgoïty, et la région bordant la vallée du Litos 168

Les roches vertes de Chabalgoïty et de Claverie 168
Cénomanien 169
Turonien 170
Coniacien 172

V. — La structure anticlinale du Joos 172

Le cœur de l'anticlinal 172
Albien 175
Cénomanien 176

VI. — L'axe de la structure anticlinale entre Malobre et la combe de Chéraute . . 177

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE

PAGES

Introduction 185

CHAPITRE XIII. — **Les sondages du pays flysch** 187

1. Les sondages de la région de Nay 187
Nay 1 187
Nay 101 187
Nay 102 187

2. Les sondages de Pau 189

3. La structure anticlinale de Bordenave 191
Bordenave 1 191
Bordenave 2 191
Bordenave Craelius 1 193
Vielleségure 1 193

La recherche pétrolière devant le Flysch nord-pyrénéen 193

1. Le Flysch comme roche-mère 193

2. Le Flysch comme réservoir 193
A. — *Les roches réservoirs* 194
1. Le Wildflysch 194
2. Les grès 194
3. Les calcaires détritiques zoogènes 194
B. — *Les indices* 195

3. Le Flysch comme couverture 195

CHAPITRE XIV. — **Tectonique** 196

A. — Le « pays gréseux » 196
I. — *Coupe Nay-Arthez-d'Asson* 196
A. — Le monoclinal 196
B. — La structure anticlinale ancienne 197
C. — Le synclinal sud 197
II. — *La région entre Nay et Rébénacq :*
1. Monoclinal nord 197
2. Le front nord-pyrénéen, ride anticlinale ancienne 199
3. La zone synclinale sud 201
III. — *Le monoclinal entre Bélair et Lasseube* 201
IV. — *D'Estialescq à Préchacq* 206
V. — *Le synclinorium Arudy-Oloron-Sainte-Marie* 207

B. — Le « pays calcaire » 207
VI. — *De la vallée d'Aspe au Saison* 207
A. — Du gave d'Aspe au Vert 208
B. — Du Vert au Joos 208
C. — Du Joos au Saison 209

PAGES

CHAPITRE XV. — **Paléogéographie** 212

Introduction. 212
Albien terminal et Cénomanien 212
Turonien 216
Coniacien 218
Santonien 218
Campanien 220
Maestrichtien 221

CHAPITRE XVI. — **Conclusions générales** 223

Bibliographie 231

Table des matières 253

Table des figures. 261

Table des planches 263

Carte et coupes géologiques hors-texte . . . . . (Pochette couverture)

TABLE DES FIGURES

PAGES

FIG. 1. — Carte de localisation de la région étudiée 5
FIG. 2. — Schéma montrant l'emplacement du Flysch dans l'orogène pyrénéen, au début du Cénomanien 13
FIG. 3. — Représentation graphique des séquences. Schéma théorique d'après J.C. de LLARENA (1956) 22
FIG. 4. — Coupe à la base du Cénomanien (courbes lithologiques) 24
FIG. 5. — Coupe à la base du Turonien (courbes lithologiques) 25
FIG. 6. — Coupe dans une carrière au sud de Lasseube, dans les terrains du Coniacien (courbes lithologiques) 26
FIG. 7. — Coupe dans le Santonien, dans les Hiès (courbes lithologiques) 27
FIG. 8. — Coupe dans le Campanien (courbes lithologiques) 28
FIG. 9. — Coupe dans le Maestrichtien (courbes lithologiques) 29
FIG. 10. — Deux typiques « slump-balls » dans les « Marnes de Nay » 33
FIG. 11. — Exemple de contact ondulé entre strates 34
FIG. 12. — Reconstitution dans l'espace de *Chondrites furcatus* STEINBERG 35
FIG. 13. — Reconstitution de *Spirophyton* et *Cancellophycus* 37
FIG. 14. — Essai de corrélations des zones biostratigraphiques 56
FIG. 15. — Tableau résumé des éléments de datation de la région étudiée Dépliant entre p. 56-57
FIG. 16. — Essai de répartition des principaux Globotruncanidés 57
FIG. 17. — Classification proposée des milieux marins 58
FIG. 18. — Carte géologique schématique de la région étudiée 64
FIG. 19. — Carte schématique de la région de Nay-Arthez-d'Asson 67
FIG. 20. — Carte schématique des environs du pont Latapie 70
FIG. 21. — Exemple de corrosion 71
FIG. 22. — Schéma de position des marnes rouges du Pont-du-Moulin 72
FIG. 23. — Schéma de la coupe Gan-Rébénacq 92
FIG. 24. — Carte géologique des environs de Rébénacq 94
FIG. 25. — Carte géologique de la région E. et S.-E. du pic de Rébénac 103
FIG. 26. — Coupe du Cénomanien dans le ruisseau du Brésiau (S. Lasseube). 106-107
FIG. 27. — Coupe à la base du Turonien (S. Lasseube) 110
FIG. 28. — Coupe dans le Coniacien (S. Lasseube) 111
FIG. 29. — Schéma de position des marnes rouges de Haut-de-Gan 114
FIG. 30. — Coupe dans le Campanien (S. Lasseube) 115
FIG. 31. — Carte des environs du pont de Préchacq 123
FIG. 32. — Coupe dans le Maestrichtien au sud de Cardesse 127
FIG. 33. — Carrière d'Estialescq 129
FIG. 34. — Coupe du passage Albien-Cénomanien (S. Oloron) 131
FIG. 35. — Coupe à la base du Cénomanien (bois du « bager » d'Oloron) 134
FIG. 36. — Carrière Rébichet (coupes) 135
FIG. 37. — Coupe du mur au toit de la roche éruptive de Pélégria 137
FIG. 38. — Coupes dans le lit du gave d'Ossau, à l'ouest d'Arudy 138
FIG. 39. — Coupe de la base du Cénomanien (gave d'Ossau, rive droite) 139
FIG. 40. — Plissottement local dans une série cénomanienne 140
FIG. 41. — Carte géologique du synclinorium d'Oloron 144
FIG. 42. — Coupe du ruisseau de Termy 146
FIG. 43. — Schéma d'affleurements coniaciens le long du gave d'Ossau 147
FIG. 44. — Plan de position et coupe interprétative du sondage de Préchacq-C.D.1. 152
FIG. 45. — Coupe sur le flanc nord du synclinal du Josbaig 154
FIG. 46. — Carte géologique de la région Hoquy-Hôpital-Saint-Blaise 159
FIG. 47. — Carte géologique de la région à l'est de Féas 163
FIG. 48. — Coupe synthétique du Bugalaran (623) 166
FIG. 49. — Carte schématique des environs de la ferme Claverie (épisyénite) . . 169
FIG. 50. — Carte géologique des environs du Soum-de-Sabareille 171
FIG. 51. — Carte géologique de la structure anticlinale du Joos 173
FIG. 52. — Plissement anticlinal dans le Flysch cénomanien (S. Barcus) 177

PAGES

FIG. 53. — Carte géologique de la région entre Malobre et Chéraute 178
FIG. 54. — Quelques exemples de microplis dans le Flysch cénomanien 179
FIG. 55. — Plissement dans le Flysch cénomanien, environs du Ghéchal 180
FIG. 56. — Schéma de position d'affleurements albiens-cénomaniens (S. Hoquy). . 181
FIG. 57. — Carte de localisation des principaux sondages ayant traversé le Flysch Crétacé supérieur 187
FIG. 58. — Coupe à la base du Cénomanien de Nay 102. 188
FIG. 59. — Tableau récapitulatif des cotes d'entrée dans chaque étage des sondages de Pau. 190
FIG. 60. — Coupe schématique de la structure de Pau 191
FIG. 61. — Coupe schématique de la structure de Bordenave. 192
FIG. 62. — Coupe de Nay à Arthez-d'Asson 196
FIG. 63. — Coupe schématique passant par le sondage de Bourdettes 1 199
FIG. 64. — Carte géologique des environs de Lasseube avec emplacements des sondages « Failing » 203
FIG. 65. — Coupes schématiques passant par le sondage Abadie C.D.1 et Rébénacq. 205
FIG. 66. — Coupe de la Madeleine (795). 210
FIG. 67. — Topographie de la région étudiée au début du Cénomanien 214
FIG. 68. — Extension des dépôts turoniens 217
FIG. 69. — Extension des dépôts coniaciens. 219

TABLE DES PLANCHES

PLANCHES

I. Figures de courant (« Flute-casts »), route Gan-Rébénacq.

II. Marne indurée, fissurée, à galets mous. Maestrichtien.

III. 1 et 2. Microfailles dans la marne cénomanienne. Carrière de Géronce. — 3. Trace de Fucoïde dans un calcaire argileux du Santonien. — 4. Helminthoïde sur la surface d'un banc calcaire maestrichtien.

IV. Exemples de Fucoïdes, dont certains en creux, dans une dalle.

V. 1. Spirophyton maestrichtien. Carrière Labesque. — 2 et 3. Spirophyton dans un calcaire argileux maestrichtien. Bidart. — 4. Fucoïde dans un calcaire argileux du Sénonien inférieur.

VI. 1. Turrilites costatus LAMARCK var. costulatus PERV. — 2. Turrilites costatus LAMARCK. — 3. Stomohamites sp. — 4. Acanthoceras sp.

VII. Anisoceras sp.

VIII. 1. Coupe de Nay : Brèche polygénique gréseuse du Cénomanien inférieur. — 2. Coupe de Nay : Calcaire graveleux à Orbitolines du Cénomanien. — 3. Coupe de Nay : Calcaire à gros Radiolaires. Turonien. — 4. Coupe de Nay : Calcaire en voie de silicification. Coniacien.

IX. 1. Gros blocs de théralite, au S.-E. de la ferme Palu. — 2. Affleurement de schiste noir, au nord d'Arthez-d'Asson. — 3. Bancs alternants de Flysch coniacien. Voie ferrée de Ferrières. — 4. Calcaire argileux en plaquettes, à l'E.-S.-E. d'Asson.

X. 1. Contact Flysch-Aptien supérieur, région d'Arthez-d'Asson. — 2. Colline de l'ermitage d'Asson, vue du sud.

XI. 1. Coupe de Nay : Calcaire graveleux à *Dictyopsella*. Turonien. — 2. Coupe de Nay : Calcaire à nombreux spicules de Spongiaires. Coniacien. — 3. Coupe de Nay : Calcaire gréseux à *Meandropsina* sp. Campanien. — 4. Coupe de Nay : Calcaire gréseux à *Siderolites*. Campanien.

XII. 1. Coupe de Nay : Calcaire à *Navarella joaquini* CIRY et RAT. Maestrichtien. — 2. Coupe de Nay : Calcaire à *Globotruncana stuarti* de LAPPARENT. Maestrichtien. — 3. Coupe de Nay : Calcaire à nombreux prismes d'Inocérames. Maestrichtien. — 4. Coupe de Nay : Marne à galets mous du Maestrichtien.

XIII. Carrière Pareil, sur le bord du Luz. Campanien supérieur.

XIV. 1. Calcaire à *Lacazina compressa* MUNIER-CHALMAS. Carrière Pallice. Santonien terminal. — 2. Calcaire à Préalvéoline remaniée. Vallée du Soust. Campanien. — 3. Contact entre un calcaire gréseux et un calcaire argileux. Sud du pont de Pédaugé. Maestrichtien. — 4. Calcaire à nombreuses sections de Globotruncana. Route Arros-Les Pindats. Maestrichtien.

XV. 1. Gros bancs de grès campanien. Route Gan-Rébénacq. — 2. Aspect du Flysch campanien. Route Gan-Rébénacq. — 3. Léger pli « en genou » dans le Flysch campanien. Route de Gan. — 4. Bancs alternants de calcaire argileux et marne. Carrière Labesque. Maestrichtien.

XVI. 1. Calcaire à *Orbitoïdes media* (d'ARCHIAC). Route de Gan. Maestrichtien. — 2. Calcaire à *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK. Bosdarros. Maestrichtien. — 3. Calcaire à *Orbitoïdes media* et *Omphalocyclus macroporus*. Route de Gan. Maestrichtien. — 4. Calcaire à *Globotruncana lapparenti tricarinata* QUÉREAU. Route de Gan. Maestrichtien.

XVII. 1. Gisement d'« épisyénite ». Route de Lasseube. S. Terrabust. Cénomanien. — 2. Aspect microscopique de la roche à sphérulites de calcite. Gisement ferme Soumet. Route de Lasseube. Cénomanien. — 3. Roche à sphérulites de calcite, avec périphérie calcédonieuse. Gisement ferme Soumet. Route de Lasseube. Cénomanien. — 4. Roche à sphérulites de calcite. Gisement de Pélégria. Cénomanien.

XVIII. 1. Calcaire à *Rotalipora cushmani* (MORROW). Route de Lasseube. Cénomanien. — 2. Calcaire à *Rotalipora reicheli* MORNOD. Route de Lasseube. Cénomanien. — 3. Calcaire à Orbitolines, Préalvéolines, Trocholines remaniées.

PLANCHES Haut-de-Bosdarros. Campanien. — 4. Calcaire à Pithonella abondants et rares Radiolaires. Route de Lasseube. Turonien.

— XIX. 1. Faciès de décalcification dans le Flysch coniacien. Route de Lasseube. — 2. Flysch altéré, route de Lasseube. Turonien. — 3. Calcaire argileux et gros Radiolaires. Route de Lasseube. Turonien. — 4. Calcaire argileux à gros spicules de Spongiaires. Coniacien. Région de Lasseube.

XX. *Epiphylloceras mikobokense* COLLIGNON.

XXI. Gisement de théralite, route du bager d'Oloron. Base du Turonien.

XXII. 1 et 2. Gisement fossilifère route du bager. Flysch cénomanien. — 3. Gisement fossilifère du bager : découpage losangique des feuillets de marne du Cénomanien moyen. — 4. Aspect du Flysch cénomanien. Route du bager d'Oloron.

XXIII. Carrière de Bidos. Coniacien.

XXIV. Vue d'ensemble de la carrière de Géronce. Cénomanien supérieur.

XXV. 1. Roche siliceuse et chloriteuse, à quartz néoformés. Coniacien. — 2. Calcaire détritique à Praeglobotruncana et Globigérines. Route de Chabalgoïty. Turonien. — 3. Accident du Joos. Grès à structure bimodale. Cénomanien. — 4. Section à travers un « septaria ». Albien terminal.

XXVI. 1. Vue sur le Lombrets (Wildflysch), depuis le col d'Etche. — 2. Affleurement de calcaire argileux feuilleté. Cénomanien. Sur le chemin du col d'Etche.

XXVII. 1. Le bois de Bugangue, depuis le chemin de Sayette (S.-O. Agnos). — 2. Aperçu sur la vallée du gave d'Aspe et la ville d'Oloron-Sainte-Marie, à l'arrière-plan.

XXVIII. 1. Les collines basques turoniennes au N.-E. du signal de Cambeillon. — 2. Affleurement de calcaire argileux et calcaire dur des « barres calcaires » Turonien.

CARTE GEOLOGIQUE HORS-TEXTE

-- Carte géologique interprétative au 1/50 000 entre Nay et Mauléon (2 coupures).

ERRATA

Partie orientale :

— Le lambeau triasique interstratifié dans le Cénomanien flysch au sud d'Escouba (S. de Lys) (coordonnées approximatives : $x = 47$ G, 903 et $y = 2$ G, 98) n'a pas été figuré.

— L'affleurement de calcaire aptien supérieur (n6b) situé au sud du Hameau des Fontaines (S.-E. Escou) ($x = 47$ G, 96 et $y = 3$ G, 14 environ) est imprimé par erreur en bleu (couleur du Jurassique).

Partie occidentale :

— L'affleurement d'éboulis (E) figuré à l'ouest d'Arros (coordonnées approximatives : $x = 47$ G, 93 et $y = 3$ G, 28) a été imprimé en jaune, couleur des dépôts fluviatils (F).

COUPES GEOLOGIQUES INTERPRETATIVES, N.-S., HORS-TEXTE

I. — Entre le pic Castet Arrougé et le Gest.
II. — Entre le bois du Rey et Moundinat.
III. — Entre Lasseube et le gave d'Ossau.
IV. — Entre le pain de Sucre et la borne 353.
V. — Entre le bois du Bager et Estialescq.
VI. — Entre l'Ourtau et l'Auronce.
VII. — Entre Saint-Christeau et le bois de Goës.
VIII. — Entre le Laboo et Saucède.
IX. — Entre Arette proj. et Lay-Lamidou.
X. — Entre le col de Plaisance et Bouheteguy.

DEUXIEME THESE

Propositions données par la Faculté :

LES MODALITÉS DE L'ÉVOLUTION CHEZ LES FORAMINIFÈRES.

Vu et approuvé :

Paris, le 25 mars 1965.

Le Doyen de la Faculté des Sciences :

Marc ZAMANSKY.

Vu

et Permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie de Paris :

Jean ROCHE.

IMPRIMERIE BIERE
18, RUE DU PEUGUE
BORDEAUX
FRANCE

4826 - N° 1113 imprimeur.
Dépôt légal : 4e trim. 1965.

ARTE GÉOLOGIQUE
INTERPRÉTATIVE

A TRAVERS LA RÉGION ÉTUDIÉE